



Interactions entre microphysique et dynamique dans les lignes de grains d'Afrique de l'ouest.

Thomas Noël

► To cite this version:

Thomas Noël. Interactions entre microphysique et dynamique dans les lignes de grains d'Afrique de l'ouest.. Océan, Atmosphère. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2010. Français. NNT: . tel-00600073

HAL Id: tel-00600073

<https://theses.hal.science/tel-00600073>

Submitted on 13 Jun 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École Doctorale Sciences de l'Environnement en Ile de France (EDSE)

UFR de Sciences

Interactions entre microphysique et dynamique dans les lignes de grains d'Afrique de l'ouest.

Thèse

présentée et soutenue publiquement le 7 juillet 2010

pour l'obtention du

Doctorat de l'université de Versailles St Quentin en Yvelines

(spécialité Météorologie, Océanographie et Environnement)

par

Thomas NOEL

Composition du jury

<i>Rapporteurs :</i>	Mme Evelyne RICHARD (LA)
	Mme Andrea Flossmann (LAMP)
<i>Examineurs :</i>	Mme Chantal CLAUD (LMD)
	Mr Gerard CAUDAL (LATMOS)
<i>Directeurs de thèse :</i>	Mr Georges SCIALOM (LATMOS)
	Mr Nicolas VILTARD (LATMOS)
	Mme Virginie MARECAL (LPCE)

Mis en page avec la classe thloria.

Remerciements

Une thèse, c'est long et très court en même temps. Je me rappelle encore de mes premiers pas au CETP et de mon entrée dans un bureau de chercheurs sympathiques : un geek et un australien. Et quand je vois tous les essais afin de faire converger ce ***** de modèle, il s'en ai passé du temps.

Merci tout d'abord à Hervé de Feraudy, directeur de feu le CETP, et à Danièle Hauser, directrice du LATMOS, de m'avoir permis d'effectuer ma thèse au sein de leurs laboratoires et cela dans d'excellentes conditions (Vélizy et son centre commercial, Guyancourt et sa verdure).

Merci ensuite aux membres de mon jury, Mme Evelyne RICHARD et Mme Andrea Flossmann qui ont eu le courage de rapporter ma thèse, Mme Chantal CLAUD et Mr Gerard CAUDAL qui ont eu la gentillesse de venir m'écouter.

Un grand merci ensuite à Georges pour son expérience, notamment sur les radars, et à Virginie pour sa maîtrise du modèle et de la microphysique. Encore mille excuses et mille mercis à eux deux pour les innombrables fautes corrigées.

Un immense merci à Nicolas, qui a eu le courage ou la démenche de me faire confiance, et qui m'a encadré durant ces longues années de thèse. Je lui suis vraiment reconnaissant car c'est grâce à lui que j'ai pu faire le Master qui me plaisait et surtout grâce à lui que j'ai pu faire cette thèse.

Un grand merci à tous les doctorants du labo avec qui j'ai pu partager, professionnellement mais pas seulement (ma liste d'amis s'est nettement agrandie). Je remercie ceux qui m'ont précédé : Aurélie, Raquel, Lucas, Claire et Fadela, et ceux qui vont me suivre : Mathieu, Cyndie, Sahra, Sébastien.

Un merci aussi à ceux qui sont passés, Sonia qui m'a permis de cultiver ma geekitude, Samuel sa cool-attitude réunnionaise et enfin PEK (bon aller je l'écris en entier : Pierre-Emmanuel Kirstetter) pour ses conseils.

Comment dire merci sans parler de la Famille ABM (Atmosphère Basse et Moyenne) qui a fait du labo un endroit agréable où il faisait bon travailler, merci à Brigitte pour sa gentillesse et les midis piscine, merci à Yvon, "Le Chef" et son carnet de blagues

inépuisable, à Hélène qui m’a permis d’améliorer mon bilan carbone et de faire une bonne expérience de l’enseignement, Michel et sa disponibilité, Monique et ses très bons conseils, Sandrine et sa bonne humeur, et tous les autres qui ne sont que passés, ou partis en Australie.

Un merci particulier pour Fadela, collègue de bureau qui n’a ni craqué pour finir sa thèse , ni craqué à cause de moi. Merci à Lucas pour ses conseils et ses adresses de bars. Et merci à Mathieu pour avoir partagé les mêmes galères en début et en fin de thèse.

Merci aussi aux stagiaires que j’ai encadrés (Martyna, Thibault, Mike et Khalil) et qui après avoir découvert la bête LINUX ont bien travaillé.

Je tiens bien entendu à remercier toute ma grande famille, et plus particulièrement mes parents, ma soeur et Richard qui comme 99,99999 % des gens sur cette terre n’ont que faire de la microphysique, mais qui m’ont quand même écouté en parler bien trop souvent.

Enfin un gros merci Violaine, ma belle, qui m’a supporté et “supporté” pendant ma thèse, et qui est quand même bien contente que je l’ai enfin finie.

Je dédie cette thèse à Vincent Giraud.
Je dédie aussi cette thèse à mes grands-parents.

Table des matières

Table des figures	ix
Introduction	3
Chapitre 1 Convection tropicale : dynamique et microphysique.	13
1.1 La dynamique et la microphysique des lignes de grains	14
1.1.1 Précipitations et observations radar	14
1.1.2 La dynamique	15
1.1.3 Les processus de formation et croissance des hydrométéores	19
1.1.4 Interaction entre dynamique et microphysique.	27
1.2 La méthode de restitution microphysique	28
1.2.1 Le modèle	29
1.2.2 Les équations du modèle	32
1.2.3 Le paramètre de diffusion : Kdiff	33
1.3 Les paramétrisations du modèle microphysique initial	35
1.3.1 Paramétrisation des nuages	35
1.3.2 Paramétrisation des précipitations	36
1.4 Les modifications apportées au modèle microphysique	40
1.4.1 Distribution dimensionnelle : Fonction gamma généralisée	40
1.4.2 Le processus de condensation	42
1.4.3 Les processus microphysiques	44
1.4.4 Détermination du type de glace précipitante	44
1.4.5 La pression de vapeur saturante	46
1.4.6 Noyaux glaçogènes	47
1.4.7 Variables diagnostiques	47
1.5 Conclusion	49

Chapitre 2 Etude des performances du modèle adapté.	51
2.1 Les champs de vent synthétiques	52
2.1.1 Le champ de vent synthétique de référence	52
2.1.2 Champ de vent synthétique multicellulaire	55
2.2 Les radiosondages de Parakou	57
2.3 Restitution de référence	60
2.3.1 Restitution de référence, avec la température fixée (I)	60
2.3.2 Restitution de référence avec résolution de la température (II)	66
2.3.3 Validation du modèle	69
2.4 Tests de performance du modèle	74
2.4.1 Optimisation des paramètres du modèle	74
2.4.2 Sensibilité à la dynamique	81
2.4.3 Interaction entre dynamique et microphysique	89
2.4.4 Sensibilité à l'humidité et à la température	92
2.4.5 Sensibilité au choix du type de glace	93
2.5 Conclusion	95
Chapitre 3 Etude de la ligne de grains du 28 juillet 2006.	97
3.1 MANDOPAS 3D	98
3.2 Les observations du radar RONSARD pendant la campagne AMMA	100
3.2.1 Réflectivités	100
3.2.2 Restitution des champs de vent	101
3.2.3 Classifications des hydrométéores	103
3.3 Les observations du 28 juillet 2006	106
3.3.1 Réflectivités du RONSARD	106
3.3.2 Sélection des coupes 2D pour les restitutions microphysiques	110
3.3.3 Taux de précipitation	113
3.3.4 Classifications polarimétriques	115
3.4 Restitution microphysique avec le champ de vent RONSARD	117
3.4.1 Evolution de la ligne de grains	119
3.4.2 Comparaison avec les observations	126
3.4.3 Restitution de 6h31	130
3.4.4 Restitution de 7h01	133
3.5 Les caractéristiques générales de la ligne de grains du 28 juillet 2006	136
3.5.1 Phase glace	136

3.5.2	Phase liquide	139
3.5.3	Répartition des Processus	140
3.5.4	Échange de chaleur latente	142
3.6	Influence des données initiales	144
3.6.1	Les radiosondages de Niamey	144
3.6.2	Les analyses opérationnelles de l'ECMWF	145
3.6.3	Influence de l'humidité spécifique sur la saturation	146
3.7	Restitution Type	149
3.7.1	Dynamique	150
3.7.2	Microphysique	151
3.7.3	Processus	154
3.8	Comparaisons avec les résultats du modèle BRAMS	159
3.9	Conclusion	161
Chapitre 4 La microphysique des lignes de grains		165
4.1	Restitutions microphysiques avec les champs de vent simulés.	166
4.1.1	Champ de vent synthétique avec plusieurs cellules de convection . .	167
4.1.2	Processus microphysiques	170
4.1.3	Échanges de chaleur latente	177
4.1.4	Contribution des processus dans les précipitations	179
4.2	Lignes de grains de la campagne AMMA	182
4.3	Détermination du type de glace précipitante	192
4.3.1	Modulation de la paramétrisation de la glace précipitante	192
4.3.2	Détermination du critère de sélection de la glace précipitante . . .	194
4.3.3	Contribution des graupels dans le bilan d'eau	197
4.3.4	Contribution du type de neige représenté dans le bilan d'eau	202
4.3.5	Détermination de types de glace précipitante représentatifs des lignes de grains et adaptés à la radiométrie spatiale	204
4.4	Estimation des pluies par satellite	208
4.5	Conclusion	217
Conclusion		219
Glossaire		223
Bibliographie		227

Annexe A Caractéristiques des hydrométéores	237
A.1 Caractéristiques des précipitations en phase glace	237
A.2 Caractéristiques des précipitations liquides	241
A.3 Relations masse-diamètre et vitesse-diamètre de référence.	243
Annexe B Description des Processus	245
Annexe C Restitutions microphysiques	253
C.1 Liste des champs de vents	253
C.2 Liste des restitutions microphysiques réalisées	253
Annexe D Paramétrisations du Modèle	255
D.1 La résolution numérique	255
D.2 Paramètre d'arrêt	259

Table des figures

1	Schema de circulation générale	3
2	Coupe schématique d'une ligne de grains	5
3	Diagramme temporel (1905-2005) de l'indice pluviométrique sur le Sahel. .	6
4	Dispositif régional d'AMMA (2006)	7
5	Organigramme des liens entre le RONSARD et le modèle	10
1.1	Coupe schématique d'une ligne de grains	16
1.2	Schéma idéalisé d'une ligne de grains	17
1.3	Diagramme T-RH de répartition des cristaux de glace	19
1.4	Répartition des processus en altitude	20
1.5	Schéma de répartition des processus au sein d'un nuage	21
1.6	Images de différents cristaux givrés	23
1.7	Images de différentes cristaux de neige	26
1.8	Schéma de répartition des processus microphysiques	27
1.9	Ligne de grains du 28-06-06 observé par le RONSARD	29
1.10	Schéma microphysique	31
1.11	PSD observées	41
2.1	Vent synthétique représentant une ligne de grains idéalisée	54
2.2	Champs de vent synthétiques avec plusieurs cellules de convection	56
2.3	Radiosondages de Parakou	58
2.4	Radiosondages de Parakou : humidité spécifique et relative	58
2.5	Emagramme du radiosondage de parakou du 28 juillet 2006 à 10h	59

2.6	Rapport de mélange des variables résolues par le modèle	63
2.7	Rapport de mélanges des variables “globales”	64
2.8	Vitesse de chute	65
2.9	Variables diagnostiquées par le modèle	66
2.10	Taux de refroidissement/réchauffement Total	67
2.11	Restitutions avec le champ synthétique de référence	68
2.12	Taux de refroidissement/réchauffement	70
2.13	Comparaison avec la simulation de Szeto et Cho - nuage	71
2.14	Comparaison avec la simulation de Szeto et Cho - précipitations	72
2.15	Comparaison avec la simulation de Braun et Houze	73
2.16	Sensibilité au paramètre de diffusion	76
2.17	Influence de la diffusion sur la résolution des structures fines.	77
2.18	Sensibilité à la résolution spatiale	78
2.19	Sensibilité au nombre d’itérations	79
2.20	Circulation schématique de l’air dans la partie convective d’une MCS . . .	81
2.21	Sensibilité à l’ascendance	83
2.22	Sensibilité au rapport U/W	85
2.23	Corrélation entre PGMLT - U/W	86
2.24	Influence du Rapport U/W sur PGDEP	87
2.25	Influence du Rapport U/W sur PGMLT ET PREVP	88
2.26	Répartition des processus en fonction de la dynamique	90
2.27	Taux de pluie en fonction de la dynamique	91
2.28	Sensibilité aux conditions initiales	93
2.29	Contenu en eau en fonction du type de glace	95
3.1	Le radar RONSARD en 2006 à Copargo	101
3.2	Champs de vent restitués par le Ronsard, coupes verticales	103
3.3	Diagramme de détermination des hydrométéores	105
3.4	Classification des hydrométéores	106
3.5	Evolution de la réflectivité le 28/07/06 - Coupes Horizontales	107

3.6	Evolution de la réflectivité le 28/07/06 - Coupes Verticales	109
3.7	Coupes horizontales des réflectivités moyennes du 28/07/06	110
3.8	Localisation des coupes verticales pour la ligne de grains du 28/07/06 . . .	111
3.9	Coupes horizontales des réflectivités observées du 28/07/06	112
3.10	Taux de pluie de la ligne de grains du 28/07/06	114
3.11	Cumuls de pluie du 28/07/06	114
3.12	Classifications des hydrométéores du 28/07/06	116
3.13	Evolution d'une ligne de grains	119
3.14	Comparaison entre les observations et les restitutions	121
3.15	Répartition des processus pour les coupes A et F du 28/07/06	122
3.16	Taux de pluie restitué le 28 juillet 2006	123
3.17	Accrétion et fonte pour les coupes A et F du 28/07/06	124
3.18	Profils verticaux moyens des processus	125
3.19	Champs de vent Ronsard du 28/07/06 (W)	127
3.20	Comparaison entre les observations et les restitutions	128
3.21	Comparaison entre les observations et les restitutions	130
3.22	Restitutions avec le champ de vent du RONSARD de 6h31 (Coupe G) . . .	131
3.23	Processus avec le champ du RONSARD de 6h31 (coupe G)	132
3.24	Restitutions avec le champ de vent du RONSARD de 7h01 (I)	134
3.25	Processus avec le champ de vent du RONSARD de 7h01 (I)	135
3.26	U et W de la ligne de grains du 28/07/06	137
3.27	Répartition des hydrométéores en phase glace	137
3.28	Processus en phase glace	138
3.29	Processus en phase liquide	140
3.30	Synthèse de la répartition des processus	141
3.31	Taux de refroidissement/réchauffement par processus microphysique	143
3.32	Taux de refroidissement/réchauffement Total pour la simulation de réf- erence II	144
3.33	Radiosondages de Niamey	145
3.34	Thermodynamique de l'ECMWF	146

3.35	Comparaison entre les différentes données de température et d'humidité. . .	147
3.36	Humidité relative restituée par le modèle microphysique	148
3.37	Nuage en fonction des conditions initiales	149
3.38	Précipitation en fonction des conditions initiales	149
3.39	Champ de vent Type	151
3.40	Champs microphysiques types	152
3.41	Processus microphysiques types	155
3.42	[Taux de refroidissement/réchauffement Total pour la restitution type . . .	156
3.43	Contribution des différents processus au bilan d'eau pour la restitution type	156
3.44	Contribution des différents processus au bilan d'eau pour les parties convec- tives et stratiformes	157
3.45	Champs microphysiques de BRAMS	160
3.46	Champs microphysiques restitués à partir des données de BRAMS	161
4.1	Réflexivité observée par le RONSARD le 28/07/06	167
4.2	Classifications des hydrométéores, stade mature	168
4.3	Restitutions avec le champ de vent multicellulaire	169
4.4	Processus Important avec le champ synthétique multicellulaire	171
4.5	Processus de formation du nuage glace	172
4.6	Processus source et puits du nuage liquide	173
4.7	Processus de formation des hydrométéores glacés	174
4.8	Processus de formations des précipitations	176
4.9	Comparaison des échanges de chaleur entre vent RONSARD et vent syn- thétique	178
4.10	Bilans d'eau	181
4.11	Contributions des processus en fonction de la zone (convective/stratiforme)	183
4.12	Radiosondages de la campagne AMMA	184
4.13	Restitution microphysique du 28/07/06	185
4.14	Évaporation les 28/07 et 23/06	186
4.15	Restitution microphysique des lignes de grains d'AMMA	187

4.16	Profils verticaux moyens du rapport de mélange en précipitations	190
4.17	Profils verticaux moyens de du rapport de mélange en précipitations du RONSARD	191
4.18	Rapport de mélange en précipitations en fonction du type de glace	193
4.19	Réfectivité en fonction de la paramétrisation de la glace	194
4.20	Répartition des espèces de glace précipitante	195
4.21	Influence du critère de sélection de la glace précipitante	196
4.22	Répartition des hydrométéores en fonction du critère de sélection de la glace précipitante	197
4.23	Influence des graupels sur le taux de précipitations	198
4.24	Taux de pluie en fonction de la glace précipitante	199
4.25	Contributions des processus en fonction de la glace précipitante	201
4.26	Taux de pluie en fonction de la glace précipitante	203
4.27	Réfectivité en fonction du type de glace	206
4.28	Influence du type de glace sur la réfectivité restituée	207
4.29	Comparaisons de températures de brillance simulées	210
4.30	Contenu intégré en glace et température de brillance	212
4.31	Contenu intégré en glace et température de brillance	213
4.32	Température de brillance en fonction des processus microphysiques	214
4.33	Température de brillance en fonction des contenu en glace et en eau	214
4.34	Processus microphysique en fonction de la température de brillance	215
4.35	Température de brillance à 85 GHz en fonction du taux de pluie au sol	216
A.1	Particules précipitantes solides	238
A.2	Diagramme T-RH de répartition des cristaux de glace	239
A.3	Densité des hydrométéores glacés en fonction du contenu en glace	240
A.4	Relations masse-diamètre et vitesse-diamètre	243
A.5	Relations masse-diamètre et vitesse-diamètre	244
D.1	Critère de convergence du modèle	257
D.2	Convergence des terme Source-Puits	257

Table des figures

D.3 Critère de convergence des Processus	258
D.4 Sensibilité au critère d'arrêt	260

Résumé

La modulation des précipitations due aux lignes de grains affecte directement les populations d'Afrique de l'Ouest. C'est pour mieux comprendre la relation entre ces systèmes et la mousson qu'a été mis en place le projet Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) qui s'est accompagné d'une grande campagne de mesure en 2006. C'est dans ce cadre qu'a été déployé le radar RONSARD qui nous a permis d'obtenir des champs de vent d'une part, et des classifications polarimétriques d'autre part.

Cette étude tire son intérêt d'une utilisation combinée d'observations, de classifications polarimétriques du RONSARD et de modélisation grâce à une méthode de restitution microphysique, initialement développée pour les fronts européens, et adaptée aux conditions tropicales, et à l'intensité des lignes de grains. Le modèle microphysique a permis d'effectuer des restitutions en accord avec les observations du RONSARD. Pour représenter au mieux la partie convective et stratiforme d'une ligne de grains, on a montré qu'il fallait représenter au moins deux espèces de glace précipitante (graupels et neige). On a mis en évidence la compétition entre le dépôt de vapeur d'eau sur la glace précipitante et la condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes de nuage liquide dans la formation des précipitations glacées, et le rôle de celles-ci dans la formation des précipitations liquides. Le modèle microphysique nous a permis de déterminer les processus importants dans la formation des précipitations, à savoir la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide, la fonte, le givrage et l'accrétion du nuage liquide par la pluie.

L'utilisation d'un modèle diagnostique microphysique et d'un modèle de transfert radiatif permet de relier le contenu en glace à la température de brillance, mais surtout d'établir des relations entre processus microphysiques, température de brillance et contenus intégrés en eau.

Mots-clés: microphysique, dynamique, lignes de grains, mousson, RONSARD

Abstract

The rainfall variability due to squall lines directly affects West African populations. The African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) campaign was designed in order to get a better knowledge of this phenomenon and was therefore based on a large field experiment in 2006. In this context the radar Ronsard was deployed, allowing us to retrieve wind fields and polarimetric classifications.

The main interest of this study is to combine the use of observations, polarimetric classification from Ronsard and modeling using a microphysical retrieval model. This model was originally developed for the European fronts, was adapted to tropical conditions, and squall line's intensity. The microphysical model allowed us to perform retrievals that are in agreement with Ronsard observations. For a realistic restitution of convective and stratiform part of a squall line, we show that at least two species of precipitating ice (graupel and snow) are necessary. We highlighted the competition between water vapor deposition on the precipitating ice and condensation of water vapor into liquid cloud droplets in forming precipitating ice, and the role of these in the formation of rain. The microphysical model has allowed us to identify important processes in the formation of precipitation, especially the condensation of water vapor into liquid cloud, melting, riming and the accretion of liquid cloud by rain.

The use of a diagnostic microphysics and of a radiative transfer model enabled to link the ice content to the brightness temperatures, but also to establish a relationships between microphysical processes, brightness temperatures and integrated water content.

Keywords: microphysics, dynamics, squall lines, monsoon, RONSARD

Introduction

L'énergie solaire est accumulée principalement dans les tropiques, puis redistribuée vers les plus hautes latitudes. Cette redistribution d'énergie se fait par la circulation générale de l'atmosphère (cf figure 1), en particulier par les cellules de Hadley aux latitudes tropicales. La convergence des vents à la base des cellules de Hadley crée une circulation d'est, les alizés. Les alizés sont les vents dominants de surface entre trente degrés de latitude et l'équateur, et ils sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis. La convergence des alizés forme la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais).

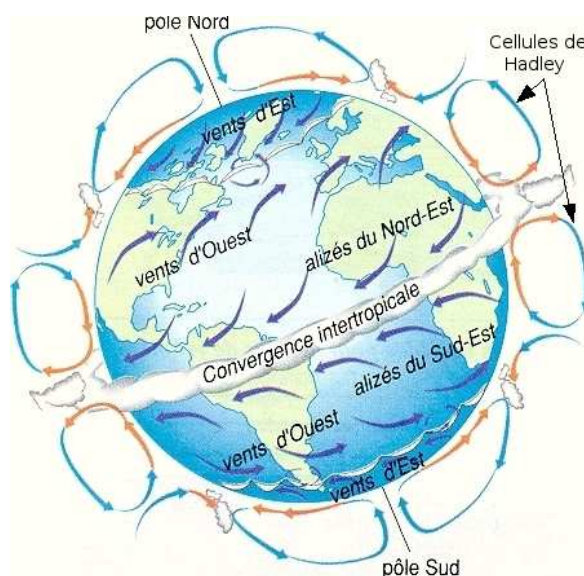


FIG. 1 – Schema de circulation générale

En plus de cette redistribution de l'énergie à grande échelle, il existe des phénomènes d'échelle régionale comme la mousson. La mousson, notamment la mousson africaine, est liée à une inversion saisonnière des flux de surface, elle-même liée au réchauffement

différentiel entre le continent et l'océan dû à la différence de leurs propriétés thermiques. Ce réchauffement différentiel génère une dépression thermique qui induit un gradient de pression, lequel induit à son tour un flux humide provenant de l'océan.

Plus spécifiquement, pour l'Afrique de l'Ouest, la dépression thermique est située sur le Sahara (Heat Low ou dépression saharienne thermique). Le flux de mousson est un flux de sud-ouest, frais et humide venant de l'océan, qui rencontre un flux de nord-est, chaud et sec (l'Harmattan). Cette rencontre des deux flux constitue le Front Inter-Tropical (FIT). D'autres éléments de la circulation atmosphérique modulent la mousson, notamment le Jet d'Est Africain (AEJ) et le Jet d'Est Tropical (TEJ), qui sont des vents d'est de forte intensité situés respectivement à 700hPa et 200 hPa d'altitude (Fontaine et Janicot, 1992; Janicot, 1992a,b).

La mousson et la convection associée sont responsables d'une part importante des échanges d'eau, d'énergie et de quantité de mouvement. La convection se présente sous forme de systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), d'une durée de vie de quelques heures à quelques jours. Les MCS sont constitués de cellules convectives au cycle de vie de quelques dizaines de minutes qui apparaissent et disparaissent en permanence au sein du système (Diongue, 2001).

Les lignes de grains sont des MCS particuliers constitués de cellules convectives organisées en lignes présentant parfois une organisation convexe (structure bidimensionnelle horizontale) suivies d'une zone étendue de précipitations stratiformes. Sur l'Afrique de l'ouest, les lignes de grains sont généralement orientés dans la direction nord-sud, se déplaçant vers l'ouest à une vitesse de $10-15 \text{ m.s}^{-1}$ (Peyrille, 2006). Elles se forment généralement à l'avant d'un fond froid dans de l'air humide et instable. Le déclenchement des cellules convectives par la convergence des basses couches peut être dû à des effets orographiques, des hétérogénéités près de la surface ou encore des instabilités de systèmes préexistants ou d'ondes synoptiques (Diongue, 2001).

Une ligne de grains comporte deux grandes parties, la partie convective et la partie stratiforme (cf figure 2). La partie convective se distingue par de fortes rafales de vent au sol et des précipitations intenses et de courte durée, ces précipitations pouvant localement atteindre une centaine de mm.h^{-1} . Les nuages convectifs peuvent atteindre verticalement

la tropopause. La partie stratiforme est composée des anciennes cellules de convection qui forment une enclume précipitante caractérisée par des pluies faibles et de longue durée. Cette enclume est formée par les vents d'altitude qui transportent les hydrométéores vers l'arrière de la ligne de grains (Houze, 1977; Leary et Houze, 1979a).

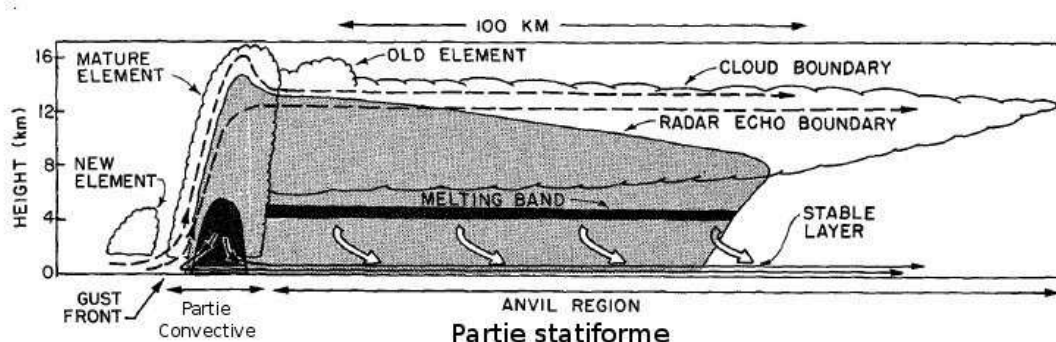


FIG. 2 – Coupe schématique d'une ligne de grains (Houze, 1977)

Les MCS et les lignes de grains en particulier sont responsables de 90 % des précipitations totales de la zone sahélienne, d'où l'importance d'une bonne connaissance des processus responsables des précipitations dans les lignes de grains. Si l'on regarde l'évolution de l'indice pluviométrique sur la zone du Sahel depuis 1905 (cf figure 3) on peut voir d'une part une grande variabilité interannuelle et d'autre part que la période 1905-1967 est humide à l'inverse de la période 1968-2005 qui est une période avec un fort déficit en eau.

Pour répondre aux questions sur le changement climatique et notamment le déficit en eau de l'Afrique de l'Ouest constaté depuis les années 1970, a été mis en place le projet pluridisciplinaire AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Redelsperger *et al.* (2006-a); Redelsperger *et al.* (2006-b)). Ce projet a pour objectif d'améliorer la connaissance de la mousson ouest africaine et de sa variabilité. Le projet AMMA s'accompagne d'une campagne de mesure dédiée à l'étude de l'ensemble des composantes atmosphériques et océaniques de la mousson en Afrique de l'Ouest.

Cette campagne d'étude de la mousson africaine se divise en plusieurs périodes d'observations avec chacune ses spécificités. La période d'observations à long terme (LOP : Long

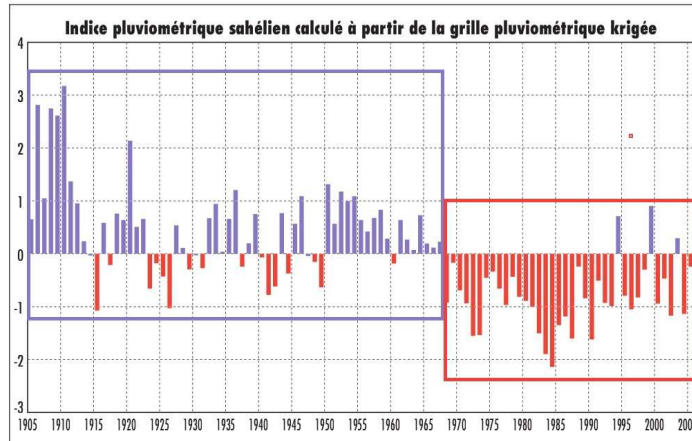


FIG. 3 – Diagramme temporel (1905-2005) de l'indice pluviométrique sur la zone du Sahel.

term Observing Period) qui s'étend de 2001 à 2010 et est focalisée sur la variabilité inter-annuelle de la mousson. La période d'observations renforcées (EOP : Enhanced Observing Period) qui s'étend de 2005 à 2007 vise les événements de plus petite échelle pouvant agir sur la variabilité saisonnière. Enfin la période d'observation spéciale (SOP : Special Observing Period), qui s'est déroulée durant la mousson de 2006, est elle-même subdivisée en quatre SOP pour les différentes phases de la mousson. Ce sont pendant les SOP que le plus d'observations ont été effectuées, notamment avec le radar polarimétrique Doppler au sol RONSARD.

Le radar RONSARD (Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système Associé de Radars Doppler) était à l'origine un ensemble de deux radars Doppler destinés à l'étude des systèmes précipitants. Depuis 1991, un seul des deux radars a été maintenu et amélioré. C'est un radar Doppler en bande C, avec une double polarisation, qui a été déployé en 2006 sur le site de Copargo au Bénin.

La figure 4 présente la carte du déploiement du dispositif expérimental de la campagne AMMA pendant cette SOP, avec le déploiement de plusieurs radars, des radiosondages, et des mesures aéroportées. La zone qui nous intéresse est centrée sur le radar RONSARD à Copargo au Bénin, mais aussi sur Parkou, un des lieu de radiosondages. On notera que Copargo et Parakou sont dans le degré carré du Oueme et au centre d'un quadrilatère formé par Niamey, Aouja, Cotonou et Tamale qui sont toute deux des zones fortement

instrumentées, on déplorera l'absence de mesures aéroportées au dessus du degré carré de Oueme.

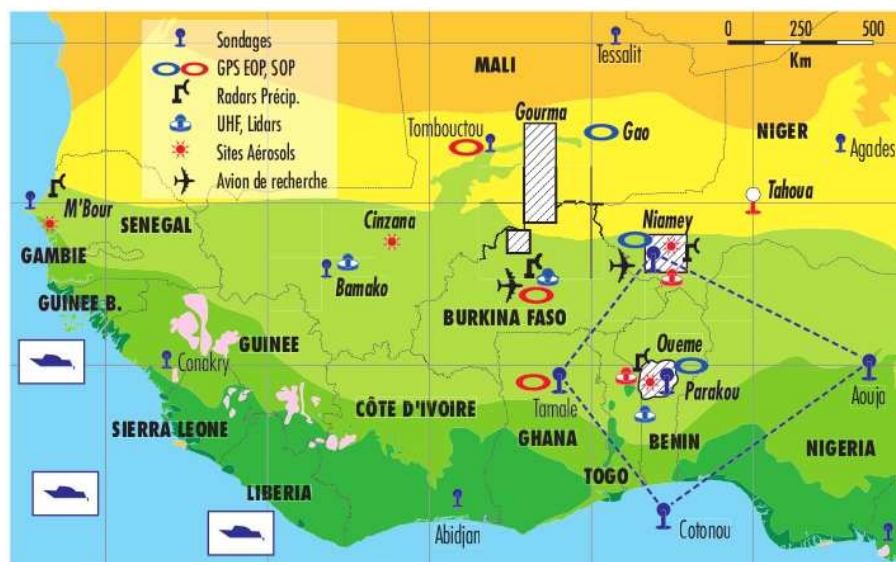


FIG. 4 – Dispositif régional d'AMMA (2006)

Comme nous le préciserons plus loin, la microphysique des lignes de grains est au cœur de ce travail de thèse. Rappelons que la microphysique est la partie de la physique des nuages qui vise à comprendre l'évolution des hydrométéores, particules d'eau liquide ou solide présentes au sein des nuages et des précipitations. Ces particules, de taille comprise entre quelques micromètres et quelques millimètres, se transforment en particules précipitantes grâce à de nombreux processus.

L'étude expérimentale de ces processus et des hydrométéores glacés est complexe. Elle peut s'effectuer en laboratoire où l'on peut mesurer précisément les caractéristiques des précipitations glacées (Locatelli et Hobbs, 1974). On peut aussi utiliser un disdromètre qui permet de mesurer in situ la distribution en taille des hydrométéores ainsi que leur vitesse de chute. Les disdromètres permettent d'obtenir une mesure de la pluie au sol. En altitude, les avions embarquent des capteurs qui échantillonnent les hydrométéores à l'aide d'une sonde de quelques centimètres carrés. Dans ce cas, on dispose d'une mesure très précise des hydrométéores notamment en phase glace. Mais la mesure est limitée temporellement et spatialement. Les radars polarimétriques au sol offrent un point de vue statique mais

sur un volume typique de $(100 \times 100 \times 10) \text{ km}^3$ centré sur le radar et avec une résolution de 100m. Les radars polarimétriques permettent d'obtenir les caractéristiques des hydrométéores (types de cristaux, aplatissement ou non des gouttes de pluies ...). Enfin les satellites offrent une couverture globale, mais les instruments embarqués sur les satellites, comme les radiomètres, présentent une vue bidimensionnelle de l'atmosphère. Un pas vers l'observation tridimensionnelle par satellite a été récemment franchi grâce au radar précipitations de TRMM qui permet une vue en trois dimensions de l'atmosphère. Chacun des systèmes d'observations présente des avantages et des inconvénients. Globalement, plus la mesure est précise, plus l'information est limitée spatialement ou temporellement. De plus, les instruments de télédétection utilisent des informations sur les caractéristiques microphysiques afin de restituer les précipitations.

Une autre façon d'étudier les lignes de grains est d'utiliser des modèles numériques. Les modèles numériques 3D méso-échelle du type meso-NH (Meso-NH, 2008), RAMS ou RAMS (Walko *et al.*, 1995; Meyers *et al.*, 1997) permettent de déterminer l'évolution de l'atmosphère sur un grand domaine. Cependant, la rétroaction de la microphysique sur la dynamique empêche de pouvoir tester l'influence des différents types de glace indépendamment de la dynamique. Nous avons donc choisi une méthode de restitution microphysique qui permet de caractériser l'impact du choix du type de glace sur l'organisation microphysique de la ligne de grains. La méthode de restitution microphysique, aussi appelée modèle microphysique diagnostique, permet de déterminer la microphysique à un instant t en fonction des conditions initiales déterminées en supposant une dynamique stationnaire, c'est à dire indépendante du temps. Dans notre cas, les variables microphysiques restituées sont les rapports de mélange. Dans ce cas, les données utilisées comme conditions initiales du modèle sont les données dynamiques, l'humidité, la pression et la température. Dans la suite de l'étude, les données de pression, de température et d'humidité seront appelées les conditions initiales du modèle, la physique du modèle contenant le reste de l'information. Parmi les études ayant utilisées des modèles numériques de ce type, on peut citer Nicholls (1987), Tao et Simpson (1989), Szeto et Cho (1994b), Liu *et al.* (1997) ... Le modèle microphysique diagnostique permet de nous situer à mi-chemin entre une étude purement expérimentale qui se limiterait à l'analyse qualitative des observations, et un travail de

modélisation des processus. Le modèle microphysique diagnostique permet de faire le lien entre les observations radar et des modèles méso-échelle 3D.

Dans ce contexte, ce travail de thèse, centré sur l'étude des lignes de grains de la campagne AMMA à l'aide d'un modèle microphysique diagnostique, comporte deux objectifs. L'objectif principal de ce travail, est l'étude des interactions entre la dynamique et la microphysique au sein des lignes de grains, en s'appuyant sur le modèle microphysique diagnostique et des données du radar RONSARD. On veut à partir d'une dynamique fixée, déterminer l'impact de l'hypothèse microphysique (espèce de glace utilisée) sur la physionomie des précipitations. Le but est donc de caractériser le lien entre l'intensité des précipitations au sol et les espèces microphysiques.

Le deuxième objectif est la détermination des caractéristiques de la glace précipitante adaptée aux lignes de grains. Ces caractéristiques pourront ensuite être utilisées dans des modèles de transfert radiatif. En effet, les caractéristiques de la glace influent sur la simulation de la température de brillance par les modèles de transfert radiatif et donc sur la qualité des algorithmes d'estimation de la pluie par satellite.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons besoin de données initiales en plus de la méthode de restitution microphysique. Or durant la campagne AMMA, de nombreuses observations ont été effectuées notamment par le radar RONSARD. Les données de ce radar permettent de reconstituer des champs de vent. Ces champs de vent sont utilisés en entrée du modèle microphysique. De plus, de nombreux radiosondages ont aussi permis de mesurer la température, la pression et l'humidité de l'atmosphère, qui sont aussi utilisées en entrée du modèle.

Le modèle microphysique exploité, développé par Marécal (1992) vise à représenter au mieux les processus à l'œuvre dans la croissance et le développement des nuages convectifs. Les processus représentés dans le modèle microphysique sont bien connus et ont été décrits dans de nombreuses études Kessler (1969), Rutledge et Hobbs (1983), Rutledge et Hobbs (1984), Cotton *et al.* (1982) et Pruppacher et Klett (1997). Cependant notre approche se veut différente, d'une part parce qu'elle est centrée sur la phase glace, d'autre part parce qu'elle utilise une validation locale avec le radar RONSARD et les classifications polarimétriques de R. Evaristo (Evaristo, 2009). L'intérêt pour la phase glace est motivé

par le fait que des études comme Liu *et al.* (1997) ont montré l'importance de la phase glace, notamment pour la restitution des précipitations de la partie stratiforme. Le modèle retenu ne possède qu'une seule espèce de glace précipitante. C'est un choix justifié par l'optique de déterminer des espèces de glace "moyennes" pour les modèles de transfert radiatif.

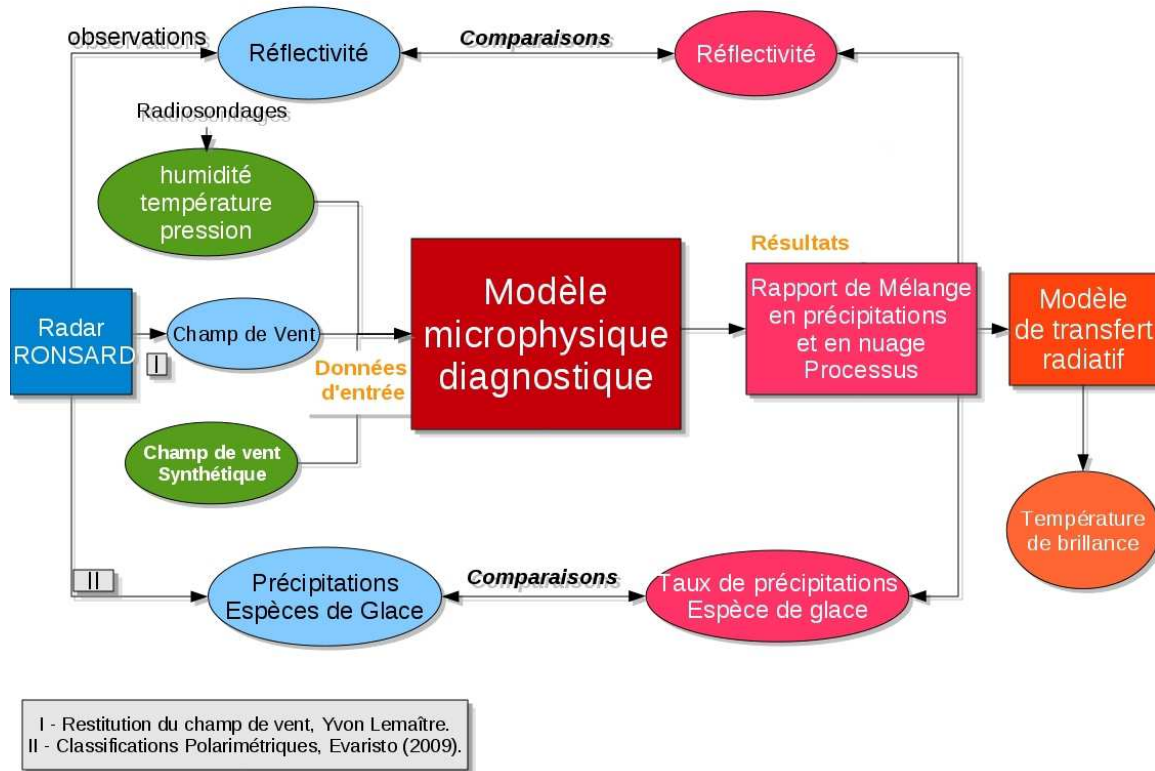


FIG. 5 – Organigramme des liens entre les produits du RONSARD, et ses différents produits, et le modèle microphysique diagnostique.

L'organigramme de la figure 5 synthétise les liens entre les différents produits du RONSARD et le modèle microphysique. On utilise donc pleinement les données radar. En effet, d'une part les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD sont utilisés en entrée du modèle microphysique. D'autre part, les observations du RONSARD, principalement la réflectivité, sont comparées aux restitutions du modèle. Les classifications polarimétriques effectuées par Evaristo (2009) permettent une autre validation par comparaison de la répartition spatiale des différents types d'espèces de glace et du taux

de précipitations. Enfin les rapports de mélange en précipitations permettent à l'aide d'un modèle de transfert radiatif de simuler des température de brillance, afin de pouvoir relier les observations satellites aux taux de pluie au sol. Cet organigramme permet de bien définir le contexte de l'utilisation de modèle microphysique diagnostique, il est utilisé pour améliorer les modèles de transferts radiatifs et au delà l'estimation des pluies par satellite.

Le chapitre 1 rappelle les caractéristiques principales de la dynamique des lignes de grains, de leur microphysique associée (les précipitations et les processus) ainsi que le modèle microphysique utilisé. Les paramétrisations du modèle et les modifications apportées au modèle dans le cadre de cette étude sont développés à la suite de ces rappels.

L'étude des performances du modèle microphysique diagnostique est développée dans le chapitre 2. En plus des différentes paramétrisations, le modèle utilise des données dynamiques, d'humidité, de pression et de température. La description du champ de vent synthétique, et des radiosondages utilisés pour l'étude de sensibilité est faite dans le chapitre 2. Dans ce chapitre, on développe l'étude de sensibilité du modèle et la description précise de la simulation de référence. L'étude de sensibilité permet de quantifier l'influence de la dynamique sur le développement des ligne de grains.

Dans le chapitre 3, on montre les observations effectuées par le radar RONSARD et les classifications polarimétriques déduites des observations radar. Ces données sont celles de la ligne de grains du 28 juillet 2006. Les résultats obtenus sont décrits dans le chapitre 3, ainsi qu'une comparaison avec les résultats du modèle BRAMS.

Enfin le chapitre 4 présente les résultats obtenus à partir de différentes restitutions avec un champ de vent synthétique dans le but de déterminer des profils moyens pour le calcul des températures de brillances. La détermination des types de glace précipitantes les plus adaptées à représenter les lignes de grains et les bilans d'eau associés en fonction des espèces de glace utilisées sont aussi présentés dans le chapitre 4. Enfin un exemple de calcul de température de brillance pour établir les relations entre variables microphysiques et température de brillance.

Les descriptions précises et détaillées des différentes paramétrisations des hydrométéores ainsi que des processus sont données respectivement dans les annexes A et B. L'annexe C référence les différents champs de vent et les différentes restitutions utilisées

dans le cadre de cette étude. Enfin l'annexe D présente la résolution numérique du modèle diagnostique.

Chapitre 1

Convection tropicale : dynamique et microphysique.

Sommaire

1.1	La dynamique et la microphysique des lignes de grains	14
1.2	La méthode de restitution microphysique	28
1.3	Les paramétrisations du modèle microphysique initial	35
1.4	Les modifications apportées au modèle microphysique	40
1.5	Conclusion	49

Cette thèse est centrée sur l'influence de la dynamique sur la microphysique dans les lignes de grains africaines. Dans ce chapitre, nous allons faire quelques rappels sur la dynamique des lignes de grains, la formation et le développement des précipitations, et la description des principaux processus représentés dans la méthode de restitution microphysique que l'on appellera aussi modèle microphysique diagnostique. Nous ferons donc quelques rappels sur le modèle diagnostique utilisé. Nous décrirons plus en détails les paramétrisations utilisées dans ce modèle.

La méthode de restitution ayant été développée pour les bandes de précipitations frontales, elle a dû être adaptée aux conditions tropicales. Les modifications et les améliorations apportées à la méthode de restitution dans le cadre de cette étude seront développées en fin de chapitre.

1.1 La dynamique et la microphysique des lignes de grains

1.1.1 Précipitations et observations radar

Cette étude s'intéressant principalement aux lignes de grains, nous allons décrire en détails la dynamique et la microphysique caractéristiques des lignes de grains d'Afrique de l'Ouest, telles qu'elles sont connues actuellement.

Nous allons décrire la ligne grains telle qu'elle est vue par les radars. Les radars donnent la mesure de la réflectivité qui permet d'avoir une information sur la quantité de précipitation. Une ligne de grains se compose de deux parties principales : la partie convective à l'avant et la partie stratiforme à l'arrière. La figure 1.1 représente très schématiquement les caractéristiques principales d'une ligne de grains observée par un radar. La partie convective et la partie stratiforme contribuent à peu près à part égale aux précipitations accumulées dans une ligne de grains, bien qu'elles soient caractérisées par des précipitations instantanées très différentes. Entre la partie convective et la partie stratiforme de la ligne de grains, on peut définir une zone intermédiaire ou zone de transition. Cette partie est caractérisée par une quasi absence de précipitations due à une forte évaporation (le

“trou” de réflectivité des images radar) dans la subsidence générée derrière l’ascendance convective.

La partie convective est caractérisée par des taux de précipitations au sol compris entre 10 et 100 $mm.h^{-1}$, associés au maximum de réflectivité radar. La taille caractéristique d’une cellule convective est de l’ordre de dix kilomètres, horizontalement et verticalement. Le déclenchement des cellules convectives par la convergence des basses couches peut être dû à des effets orographiques, des hétérogénéités près de la surface ou encore des instabilités de systèmes préexistants ou d’ondes synoptiques (Diongue, 2001).

La partie stratiforme, quant à elle, est caractérisée par une enclume de nuages stratiformes et des précipitations faibles, produites en phase glace en altitude, avec des taux de précipitations généralement inférieurs à 10 $mm.h^{-1}$. La partie stratiforme est composée du résidu d’anciennes cellules convectives. Ces précipitations stratiformes sont associées à des réflectivités plus faibles que dans la convection et présentent une signature radar caractéristique juste au dessous de la couche de fonte, la bande brillante. Cette dernière se présente sous la forme d’une réflectivité artificiellement élevée à cause de la fonte des cristaux de glace, ceux-ci sont alors enrobés d’une pellicule d’eau tout en conservant des tailles moyennes supérieures aux gouttes de pluie.

Ces deux régimes de précipitations très différents sont associés à une dynamique spécifique. Les zones convectives et stratiformes sont reliées par plusieurs courants.

1.1.2 La dynamique

La dynamique a une forte influence sur la microphysique, puisque les masses d’air humide soulevées dans l’ascendance convective vont être saturées en altitude et être à l’origine de la formation des hydrométéores. La dynamique est aussi responsable de transport des hydrométéores.

Zipser (1969) est le premier à proposer un schéma conceptuel de ligne de grains, complété ensuite par la mise en évidence de deux courants descendants (Zipser, 1977) . Après lui, Houze (1977) et Chong *et al.* (1987) complètent notre connaissance de cette structure dynamique, notamment grâce aux résultats des campagnes GATE et COPT81, et

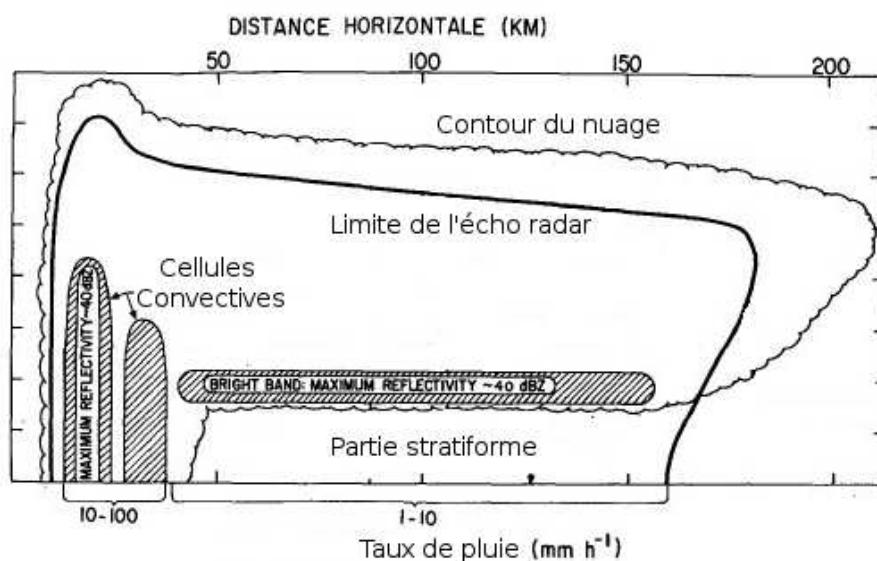


FIG. 1.1 – Coupe verticale de réflectivité radar typique d'une ligne de grains d'après Leary et Houze (1979a).

à l'utilisation des mesures radar. Houze (1977) précise notamment que les précipitations stratiformes sont dues d'une part au transport horizontal d'hydrométéores par l'incorporation dans la partie stratiforme d'anciennes cellules convectives et d'autre part par des ascendances de mésoéchelle au sein de l'enclume. Chong *et al.* (1987) mettent en évidence les forts courants ascendants au sein des cellules convectives résultants de l'air instable dans la couche limite. Les mesures radar de COPT 81 ont indiqué que les vitesses ascendantes maximales sont de l'ordre de la dizaine de $m.s^{-1}$ vers 2,5 km d'altitude.

La figure 1.2 illustre les différents régimes de précipitations en fonction de la dynamique du système à travers un schéma conceptuel. Ce schéma nous permet de suivre le trajet d'une parcelle d'air au sein d'une ligne de grains. Celle-ci se situe au départ dans les basses couches à l'avant de la zone convective, à une altitude inférieure à 3 km. Elle est alors advectée vers l'ascendance (**A**) par la convergence des basses couches à la base de celle-ci. Cette convergence d'air provoque le soulèvement par lequel la parcelle d'air humide débute son ascension (**B**).

Au cours de son transport dans la colonne ascendante, la parcelle d'air voit ses condi-

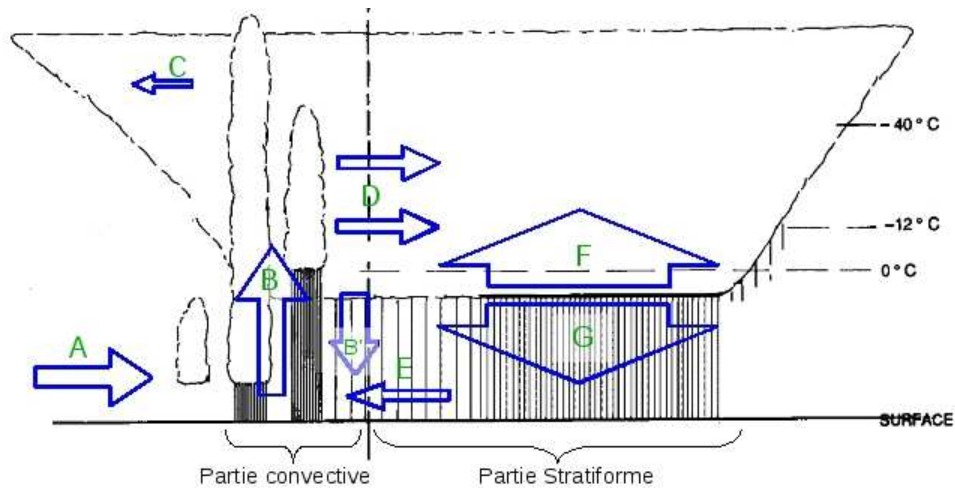


FIG. 1.2 – Schéma idéalisé d'une ligne de grains adapté de Houze (1989) et de Zipser (1977).

tions thermodynamiques changer et atteint son niveau de saturation. La présence de noyaux de condensation est alors responsable de la production d'hydrométéores liquides et glacés. Les vitesses verticales dans la région convective peuvent facilement atteindre 10 m.s^{-1} , avec un maximum vers 2,5 km d'altitude (Chong *et al.*, 1987). Les fortes vitesses verticales de la partie convective peuvent permettre aux hydrométéores d'atteindre la tropopause. Formée dans la convection, une gouttelette de nuage liquide ou un cristal de glace a plusieurs possibilités d'évolution.

Les gouttelettes de nuage et les cristaux de glace formés dans l'ascendance peuvent croître et devenir assez lourds pour précipiter. Un courant subsident (**B'**) est initié par le poids des précipitations convectives et est renforcé grâce à l'évaporation de ces précipitations dans de l'air plus sec venant des niveaux moyens de la troposphère. Ce courant saturé d'échelle convective peut atteindre 5 m.s^{-1} .

Les cristaux nuageux peuvent être transportés en altitude (autour de 10 km (Houze, 2004)) vers l'avant de la ligne de grains (**C**). Les cristaux les plus légers vont être transportés vers l'arrière de la ligne de grains (**D**). En effet, la partie convective et la partie stratiforme d'une ligne de grains sont reliées par de grands flux d'échange (**D et E**). Ce

sont ces flux **(D)** qui vont permettre aux hydrométéores de passer de la zone d'ascendance à la partie stratiforme, mais aussi de venir réalimenter la convection par un flux de retour **(E)** de la partie stratiforme vers la partie convective, à l'avant du système.

En résumé, le flux ascendant transporte les parcelles d'air de la base de la région convective à l'avant, vers l'arrière dans la partie supérieure de la région stratiforme, c'est le flux entrant **(A)**. Le flux descendant transporte les parcelles d'air de la partie inférieure de la région stratiforme, à l'arrière, vers l'avant, dans la région convective (c'est le flux de retour **(E)**). Ce flux descendant transporte de grandes quantités de vapeur d'eau et de chaleur latente qui jouent un rôle dynamique.

Verticalement, la partie stratiforme peut se découper en deux régions. Une zone d'ascendances au dessus de l'isotherme 0° C **(F)**, caractérisée par des vitesses verticales de l'ordre de 50 à 80 cm.s^{-1} , et une zone de subsidence en dessous de l'isotherme 0° C **(G)** caractérisée par des vitesses verticales de l'ordre de 20 à 50 cm.s^{-1} (cf figure 1.1). Le courant descendant à méso-échelle situé sous l'enclume arrière est lui constitué d'air à faible température potentielle, non saturé et alimenté par la convergence dans les niveaux intermédiaires. Les deux courants à méso-échelles (ascendant **(F)** et subsident **(G)**) ont des vitesses de l'ordre d'une dizaine de cm.s^{-1} .

Les deux courants subsidents (d'échelle convective **(B')** et méso-échelle **(F)**) alimentent le courant de densité **(E)**. Ce courant froid d'une épaisseur d'environ deux kilomètres se situe derrière le courant ascendant convectif. Il est responsable du refroidissement au sol observé avant l'arrivée des pluies stratiformes.

Comme nous venons de le voir, la dynamique dans son ensemble est extrêmement complexe. Toutefois, seuls deux courants principaux sont influents sur l'essentiel des caractéristiques microphysiques : l'intensité de l'ascendance et l'intensité du transport horizontal. C'est la raison pour laquelle les champs de vent synthétiques utilisés dans le cas idéalisé se limitent essentiellement à la représentation des ces deux principaux courants (cf section 2.1).

1.1.3 Les processus de formation et croissance des hydrométéores

De nombreux processus sont responsables de la formation et de la croissance des hydrométéores. Ces processus conduisent à la formation de nombreux types d'hydrométéores différents, en fonction de la température et de la saturation notamment. Le diagramme Température-Saturation (cf figure 1.3) illustre la diversité des cristaux formés en fonction de la température et de la saturation en humidité de l'air. Pour représenter cette diversité des cristaux dans un modèle, il faut représenter les différentes conditions de formation des hydrométéores glacés. C'est une description physique du type des hydrométéores qui est donnée ici, les relations statistiques masse-diamètre et vitesse-diamètre associées étant développées dans l'annexe A.

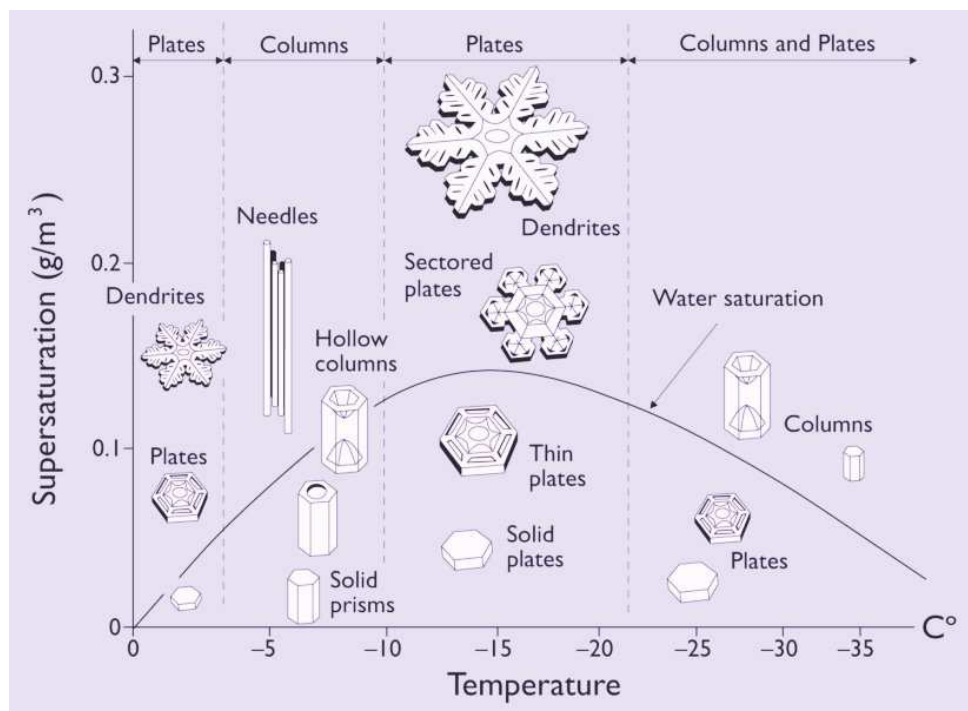


FIG. 1.3 – Diagramme Température-Sursaturation de répartition des cristaux de glace ¹

Les mécanismes de formation et de croissance des précipitations ont été largement étudiés et décrits en détails dans des ouvrages de synthèse : Mason (1971), Rogers (1979)

¹<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/>

et Pruppacher et Klett (1997). Nous présentons ici un aperçu des principaux processus microphysiques agissant au sein des lignes de grains.

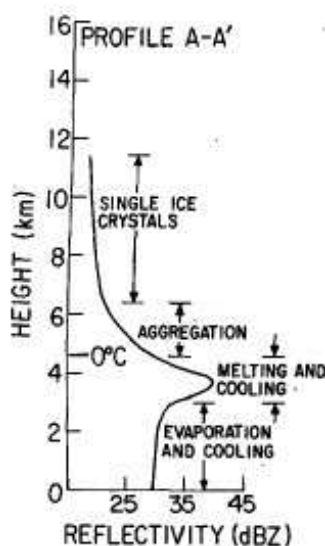


FIG. 1.4 – Répartition des processus en fonction du profil vertical de réflectivité dans la partie stratiforme (Leary et Houze, 1979b)

La figure 1.4 illustre de façon schématique la répartition verticale des processus dans la partie stratiforme. Cette répartition en altitude des processus est liée au profil vertical de température. Ainsi on retrouvera les processus en phase glace au dessus de l'isotherme 0°C comme le dépôt de vapeur et l'agrégation par collision des cristaux de glace. Les processus de fonte au dessous de 0°C , et les processus en phase liquide en dessous de l'isotherme 0°C comme l'accrétion du nuage liquide et l'évaporation.

La figure 1.5 présente la répartition des différents processus en fonction de la zone convective ou stratiforme au sein d'un nuage. De façon schématique, les processus de formation des gouttelettes et des cristaux de glace sont associés à l'ascendance convective. Bien entendu la dynamique étant plus complexe qu'une simple ascendance, les particules peuvent réaliser plusieurs cycles de croissance avant de chuter.

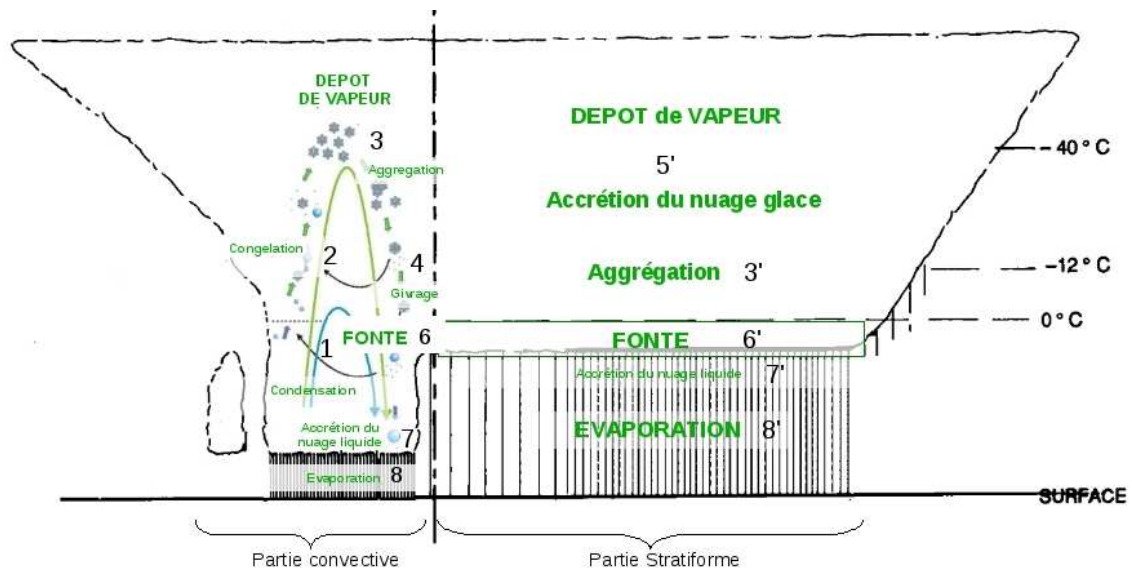


FIG. 1.5 – Schéma de répartition des différents processus en fonction de la zone convective ou stratiforme au sein de la ligne de grains. Adapté de Houze (1989)

Partie convective

Quand l'air est saturé en dessous de l'isotherme 0° C, la vapeur d'eau se condense (1) autour d'aérosols qui s'appellent des noyaux de condensation. Les gouttelettes de nuages sont de petite taille (généralement inférieure à 100 μm) et ont une vitesse de chute nulle ou très faible, contrairement à la pluie qui chute de manière significative ($1,5 m.s^{-1} < v_t < 5 m.s^{-1}$).

Les particules liquides continuent de monter tant qu'elles restent dans l'ascendance. C'est ainsi qu'aux températures négatives et dans les zones d'ascendance, on peut trouver de l'eau liquide en état surfondu, l'eau surfondue pouvant se retrouver jusqu'à des températures de l'ordre de -40° C. L'eau surfondue peut congeler et former des cristaux de glace (2).

Si l'air est saturé et que la température est négative, la condensation de la vapeur d'eau sur des noyaux glaçogènes peut former directement des petits cristaux de glace. Ces noyaux glaçogènes de condensation peuvent être des poussières, des aérosols Une fois les cristaux de glace initiés, ils peuvent croître par dépôt de vapeur (3) si l'air est saturé. Sinon il y a sublimation des cristaux de glace. La croissance des cristaux par

dépôt de vapeur ne conduit qu'à des particules de petite taille. Ces particules auront donc une faible vitesse de chute et seront de ce fait faiblement précipitantes. Ces cristaux peuvent s'agréger entre eux pour former des cristaux de taille plus importante. En effet, la collision de deux cristaux de glace donne par agrégation un seul cristal plus volumineux. Les cristaux croissent donc par dépôt de vapeur et agrégation et finissent par atteindre une masse suffisante pour chuter. La taille des cristaux va directement dépendre de leur temps de résidence dans l'atmosphère.

Les cristaux continuent de croître en chutant, mais il peuvent aussi s'accréter avec des gouttelettes d'eau surfondue et givrer (4). La collision de cristaux de glace avec des gouttelettes d'eau surfondue va former de la grêle et des graupels. Les deux types de particules sont physiquement proches l'un de l'autre, mais les graupels sont moins givrés et moins denses que la grêle.

La grêle est formée au sein des lignes de grains dans les forts courants ascendants. Elle prend la forme de billes de glace (les grêlons) dont le diamètre peut varier de quelques millimètres à une dizaine de centimètres. Les grêlons croissent par givrage, c'est à dire lorsque l'eau surfondue rencontre des particules en phase glace et gèle autour de la particule de glace. L'eau gèle en couche successives comme on peut le voir sur la figure 1.6(a). Aux températures négatives, le taux de croissance est particulièrement important autour de -13°C . La croissance des grêlons continue jusqu'à ce qu'ils soient trop lourds pour être maintenus en suspension par les courants ascendants. La grêle se trouve donc dans les zones où l'ascendance est assez forte.

Le diamètre des grêlons est supérieur à 5 mm. Les grêlons peuvent être considérés comme sphériques si leur diamètre reste inférieur à 10 mm (Straka, 2009). Leur densité varie alors entre 0,4 et 0,9 g.cm^{-3} (Straka, 2009). Pour des diamètres supérieurs à 10 mm, cette même densité varie plutôt entre 0,7 et 0,9 g.cm^{-3} (Straka, 2009). La vitesse de chute quand à elle varie de 10 à 40 m.s^{-1} (Lin *et al.*, 1983). 40 m.s^{-1} est une valeur extrême pour des grêlons de 10 cm de diamètre. D'après Straka (2009), la distribution en taille de la grêle est généralement bien représentée par des exponentielles négatives (Marshall et Palmer, 1948), ou des distributions suivant une loi gamma (Ulbrich et Atlas, 1982; Ziegler *et al.*, 1983).

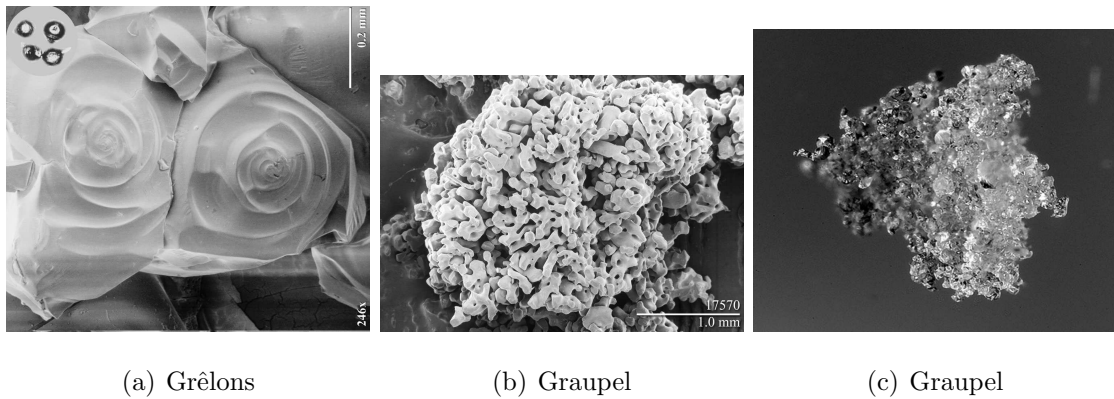


FIG. 1.6 – Images² obtenues par microscope électronique de différents cristaux givrés a) Coupe de grêlons b) graupel c) photographie d'un graupel ³.

Les graupels ou “neige roulée” sont formés quand des cristaux de neige fondent en approchant l'isotherme 0°C et sont ré-injectés dans l'ascendance, ils recongèlent donc à nouveau. Les cristaux pouvant effectuer plusieurs cycles de fonte-congélant. Suivant le nombre de cycles effectués, les graupels sont plus (cf figure 1.6(b)) ou moins (cf figure 4.3.4) givrés. Mais l'appellation graupels regroupe aussi les cristaux de neige qui captent des gouttelettes d'eau surfondue qui congèlent instantanément, particulièrement lorsque est l'air est saturé dans les fortes ascendances.

Les graupels dont la dimension varie entre 0,5 mm et 5 mm (Straka, 2009) apparaissent lorsque la température avoisine 0°C . La densité des graupels varie entre 0,1 et $0,9\text{ g.cm}^{-3}$ (Straka, 2009). Les graupels sont moins denses que les grêlons. Straka (2009) précise que la distribution en taille des graupels est généralement bien représentée par des exponentielles négatives (Marshall et Palmer, 1948), ou des distributions gamma.

Du point de vue des relations masse-diamètre ou vitesse-diamètre, les graupels sont des particules intermédiaires entre la neige et la grêle. Comme nous le verrons dans la suite de cette étude, les graupels se retrouvent principalement dans la phase glace des colonnes convectives.

Aux températures négatives, si l'air est saturé par rapport à la glace et pas par rapport à l'eau, les gouttelettes liquides vont s'évaporer et donc libérer de la vapeur d'eau. Cette

²<http://emu.arsusda.gov/snowsita>

³<http://www.meteodesorres.com/neige.htm>

vapeur d'eau va pouvoir se déposer sur les cristaux de glace . C'est "l'effet Bergeron". Ce processus, lorsqu'il est activé, va faire croître la taille des cristaux de glace au détriment des gouttelettes d'eau.

En dessous de l'isotherme 0°C , les cristaux de glace (nuageux ou précipitants) fondent. Les cristaux nuageux fondent **(6)** en gouttelettes nuageuses et les cristaux précipitants en pluie.

Les cristaux précipitants, en train de fondre ou fondus, peuvent être entraînés par l'ascendance et recongeler **(2)**. Ils peuvent aussi à nouveau givrer **(4)** en chutant. Ces cycles dans la colonne convective vont former des particules de plus en plus givrées et denses.

Les gouttes de pluies sont formées par la fonte de la glace précipitante **(6)** mais aussi par autoconversion du nuage liquide. Les gouttes de pluies peuvent ensuite grossir par accréition avec les gouttelettes nuageuses **(7)**. Enfin, si l'air est sous-saturé par rapport à l'eau liquide, il y a évaporation **(8)** des gouttes de pluies.

La pluie est l'hydrométéore le plus important, parce que c'est la pluie qui est en interaction directe avec l'homme, ses cultures et son bétail. Le taux de pluie au sol est aussi un paramètre facile à mesurer. La pluie est donc le paramètre important à restituer correctement.

La pluie est constituée de gouttes d'eau précipitantes. Ces gouttes d'eau proviennent de la croissance par différents processus des gouttelettes de nuage liquide formées par la condensation de la vapeur d'eau autour de noyaux de condensation. Si on peut considérer les gouttes d'eau comme sphériques en première approximation, la nature exacte des gouttes de pluie dépend de leur taille. D'après Pruppacher et Klett (1997), les gouttes sont proches de la sphère parfaite si leur diamètre est inférieur à $280\ \mu\text{m}$. Si le diamètre des gouttes est compris entre 280 et $1000\ \mu\text{m}$, les gouttes sont des ellipsoïdes aplatis. Si les gouttes ont un diamètre supérieur à $1000\ \mu\text{m}$ les gouttes sont des ellipsoïdes aplatis avec une base plate voire convexe. Enfin si les gouttes ont un diamètre supérieur à $10\ \text{mm}$, elles sont hydro-dynamiquement instables et éclatent en gouttes plus petites.

Les gouttes de diamètre supérieur à 2 ou $3\ \text{mm}$ se rencontrent dans les lignes de

grains et sont en général associées à des taux de précipitation supérieurs à 50 mm.hr^{-1} (Pruppacher et Klett, 1997).

Partie stratiforme

Les gouttelettes et les cristaux sont formés principalement dans la colonne convective, mais la circulation dans la ligne de grains transporte les cristaux les plus légers de la partie convective à la partie stratiforme. Ces cristaux primaires formés dans la partie convective vont croître par accréation avec le nuage glace ou par dépôt de vapeur (5'). Ces cristaux vont continuer à croître et vont chuter dès que leur masse sera suffisante. En chutant ils peuvent s'accréter entre eux (3'). Mais contrairement à la colonne convective, les ascendances de la partie stratiforme sont faibles, les cristaux ne vont donc pas subir des cycles de fonte, congélation et givrage. Les cristaux formés dans la partie stratiforme sont donc principalement des cristaux de neige. Mais selon les conditions de température et d'humidité, les cristaux de glace formés peuvent avoir une densité et une forme très différente, allant de cristaux denses et sphériques, comme les graupels, à des cristaux peu denses et allongés, comme les colonnes (cf figure A.1).

Contrairement à la grêle qui se forme dans les zones de forte ascendance, la neige se forme dans la partie stratiforme à faibles mouvements ascendants.

La forme des cristaux varie en fonction de la température, mais aussi de la saturation de l'air, ainsi on trouve de manière préférentielle (Straka, 2009) :

- de 0° C à -4° C , de minces plaquettes hexagonales ;
- puis de -4° C à -6° C , des aiguilles ;
- de -6° C à -10° C , des colonnes creuses ;
- de -10° C à -12° C , des cristaux à six pointes longues ;
- de -12° C à -16° C , des dendrites ;
- de -16° C à -22° C , des plaquettes ;
- de -22° C à -70° C , un mélange de colonnes et de plaquettes.

Comme pour la pluie, la taille des cristaux varie beaucoup, typiquement jusqu'à 5 mm (Locatelli et Hobbs, 1974), et celle des dendrites varie entre 0 et 10 mm. La masse des cristaux est, quant à elle, comprise entre 0,01 mg et 10 mg. La densité de la neige varie

entre $0,005$ et $0,5 \text{ g.cm}^{-3}$ (Pruppacher et Klett, 1997) avec une valeur fréquente comprise entre $0,01$ et $0,2 \text{ g.cm}^{-3}$. La vitesse de chute varie de $0,5$ à 3 m.s^{-1} . Les cristaux de glace chutent moins vite que la pluie.

La figure 1.7 illustre la variété de forme des cristaux de neige.

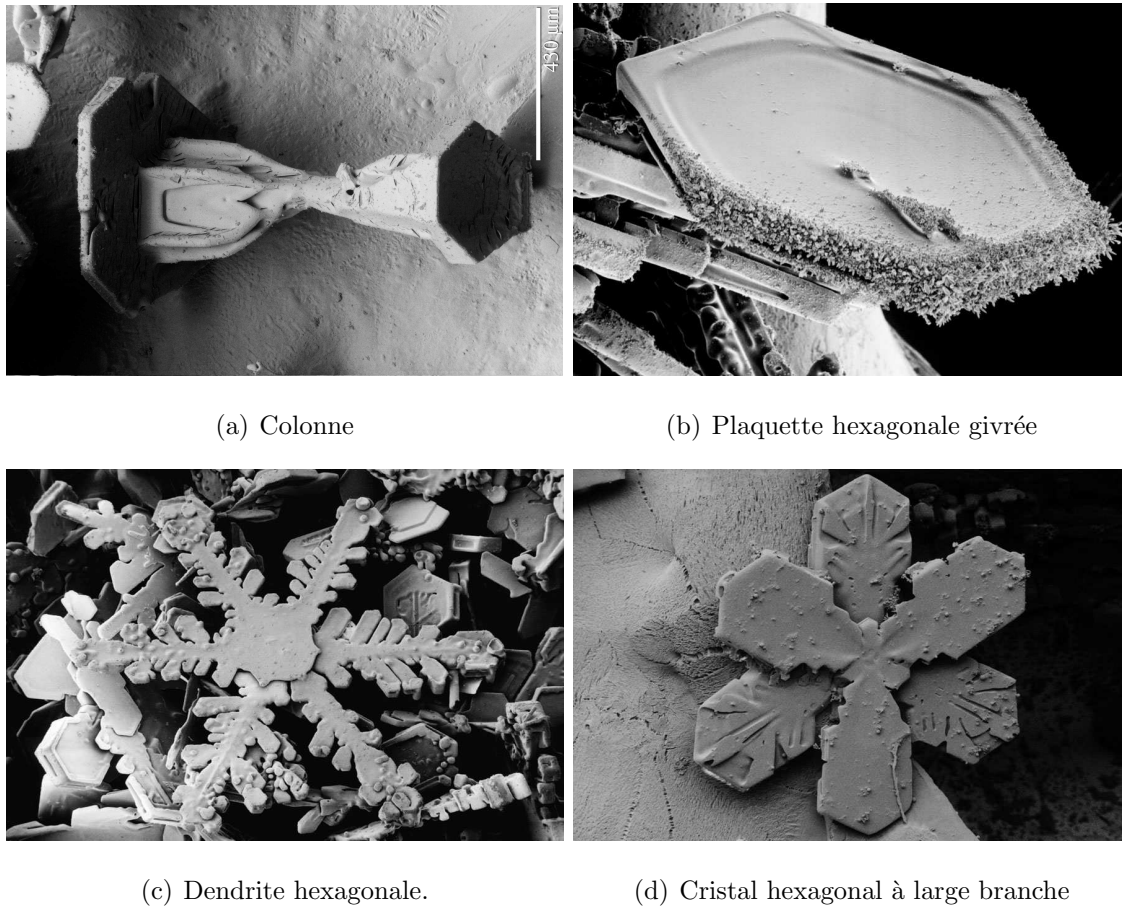


FIG. 1.7 – Images obtenues par microscope électronique de différents cristaux de neige ⁴

Contrairement à la pluie qui peut directement être mesurée au sol, les hydrométéores glacés se retrouvent en altitude dans les lignes de grains, ce qui rend leur étude difficile. Cependant ils n'en sont pas moins importants, surtout dans la partie stratiforme des lignes de grains puisqu'ils sont à l'origine par leur fonte de la plus grande partie des pluies au sol.

En dessous de l'isotherme 0° C , les cristaux de glace vont fondre (6') Les gouttes de

⁴<http://emu.arsusda.gov/snowsite/selected/select1.html>

pluies sont donc formées par la fonte de la glace précipitante (6'). Les gouttes de pluies peuvent ensuite grossir par accréation avec les gouttelettes nuageuses (7'). La collision de deux gouttelettes liquides forme une gouttelette de taille plus importante. Enfin, si l'air est sous-saturé par rapport à l'eau liquide, il y a évaporation (8') des gouttes de pluie.

Les processus diabatiques sont responsables d'échanges de chaleur qui peuvent modifier sensiblement la température de l'air. Les processus impliquant un changement de phase sont le givrage, la fonte, la condensation, la sublimation et l'évaporation. Nous reparlerons de ces processus responsables des échanges de chaleur dans les chapitres 3 et 4.

1.1.4 Interaction entre dynamique et microphysique.

L'importance de l'influence de la dynamique sur la microphysique est en partie liée au fait que l'air se sature lorsqu'il est soulevé (à cause du refroidissement par détente adiabatique). La figure 1.8 illustre la répartition des différents processus à l'intérieur d'une ligne de grains et de sa dynamique associée.

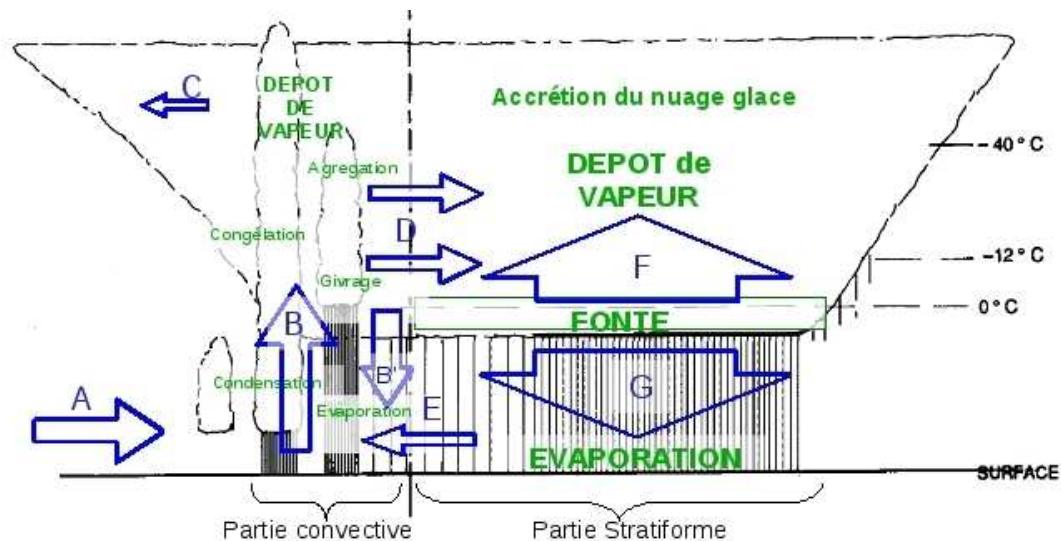


FIG. 1.8 – Schéma de répartition des processus microphysique en fonction de la dynamique. Adapté de (Houze, 1989)

Les processus de formation des gouttelettes et des cristaux sont principalement associés à l'ascendance convective (B), alors que leurs processus de croissance sont associés aux

parties convective et stratiforme. Le flux de transport (**D**) transporte les cristaux de glace de la partie convective vers la partie stratiforme. Ces cristaux après croissance vont fondre et être la principale source de précipitations de la partie stratiforme.

Bien que les mécanismes de formation des précipitations et la répartition des processus au sein de la ligne de grains soient relativement bien connus, notre étude a pour but d'apporter des précisions sur ces informations, et notamment une quantification de la contribution des différents processus en fonction de la dynamique du système.

Liu *et al.* (1997) mettent en évidence le fait que les précipitations de la partie stratiforme sont significativement dépendantes des types et des caractéristiques des hydrométéores glacés. Or c'est la dynamique de la ligne de grains qui va transporter les hydrométéores glacés dans la partie stratiforme. Il est donc important pour bien représenter les précipitations dans cette partie, d'avoir une dynamique la plus proche possible de la réalité en entrée de la méthode de restitution et une bonne représentation de la glace.

De plus, certaines questions restent sans réponse ou demandent des précisions. Quelles conditions peuvent permettre à la grêle d'atteindre le sol comme cela fut observé lors de la campagne AMMA, comme par exemple dans les lignes de grains du 30 juin 2006 et du 9 juillet 2006 à 12h45 avec une confirmation visuelle pour cette dernière ?

Quelles conditions dynamiques et d'environnement expliquent le faible développement de la partie stratiforme de la ligne de grains du 28 juillet 2006 ? La figure 1.9 montre une partie stratiforme d'une cinquantaine de kilomètres d'extension, pour ce jour alors que la partie stratiforme d'une ligne de grains atteint généralement 100 et jusqu'à 200 kilomètres.

Pour répondre à ces questions et, plus généralement, étudier les processus à l'œuvre dans les lignes de grains, nous avons utilisé une méthode de restitution microphysique et nous l'avons appliquée aux données de la campagne AMMA.

1.2 La méthode de restitution microphysique

La méthode de restitution microphysique sur laquelle s'appuie ce travail est un modèle microphysique diagnostique, développé en premier lieu par Hauser (1989) dans le cadre

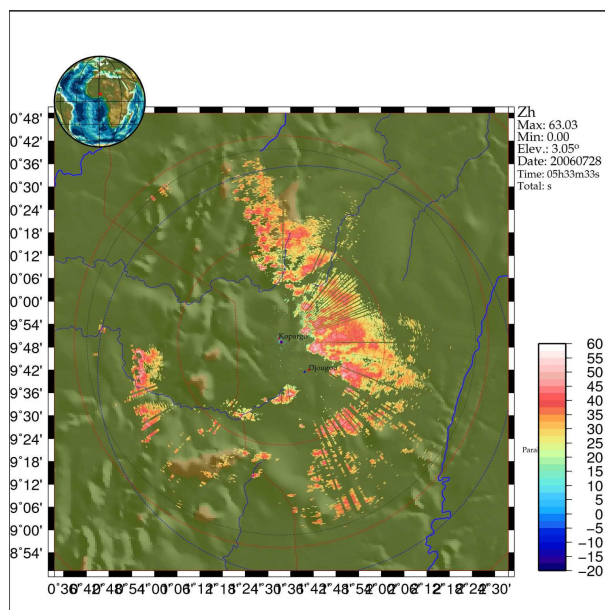


FIG. 1.9 – Réflectivité de la ligne de grains du 28 juillet 2006 à 5h33 observée par le RONSARD.

de COPT 81 pour les lignes de grains d’Afrique de l’ouest, puis repris par Marécal (1992) dans le cadre de FRONTS 87, pour les fronts européens. Il a été de nouveau amélioré dans le cadre de la campagne AMMA et adapté aux lignes de grains d’Afrique de l’Ouest pour la présente étude. Les sections 1.2.1 et 1.2.2 présentent le modèle dans sa version actuelle. Puis nous ferons la distinction entre les paramétrisations du modèle de Marécal (1992) (cf section 1.3) et les paramétrisations nouvellement implémentées dans le modèle (cf section 1.4)

1.2.1 Le modèle

Le modèle diagnostique, ou méthode de restitution microphysique, permet de quantifier les mécanismes microphysiques des systèmes précipitants, afin de dégager l’importance et l’influence des différents processus. Dans cette méthode de restitution, le vent est spécifié et par conséquent non résolu. Le principe de la méthode est de rechercher les champs microphysiques en équilibre avec la dynamique imposée. La dynamique permet par l’intermédiaire de la méthode d’obtenir différentes quantités microphysiques, comme les taux

de formation ou de croissance des différents hydrométéores, que l'on ne peut pas mesurer directement. En plus de la dynamique, le modèle utilise la pression, la température et l'humidité spécifique. Dans la suite de l'étude, les données de pression, de température et d'humidité seront appelées les conditions initiales du modèle.

La paramétrisation utilisée dans le méthode de restitution est dite "bulk". Elle est du même type que les paramétrisations proposées par Lin *et al.* (1983) et Rutledge et Hobbs (1983). Dans une paramétrisation de type bulk, la répartition en taille des particules est représentée par une fonction analytique. Les variables résolues par le modèle sont les rapports de mélange en eau sous ses différentes formes. Ce type de paramétrisation permet une représentation des processus en phase liquide et en phase glace en limitant le nombre d'équations.

Le modèle étant stationnaire ($\frac{\partial}{\partial t} = 0$) et bidimensionnel, on fait l'approximation que $\frac{\partial \vec{v}}{\partial y} = 0$, ce qui conduit à une équation de continuité du vent du type :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{w}{H} = 0 \quad (1.1)$$

Où u et w sont respectivement les composantes horizontale et verticale du vent et H la hauteur caractéristique de l'atmosphère. De nombreuses études ont montré l'intérêt d'utiliser un tel modèle pour étudier les systèmes précipitants, tout en rappelant les limitations liées aux choix des paramètres de la méthode et des hypothèses faites. L'hypothèse de bidimensionnalité est justifiée dans la mesure où la coupe verticale d'étude est perpendiculaire à la ligne de grains et où les cellules convectives ont des intensités comparables (Liu *et al.*, 1997). Cependant toutes les lignes de grains ne peuvent être considérées comme bidimensionnelles, les cellules convectives pouvant avoir une intensité très variable. Et en plus de la circulation globalement 2D (cf section 1.1.2), on peut avoir des courants transverses.

Les différents processus implémentés dans le modèle sont représentés dans la figure 1.10. Sont aussi représentées les espèces microphysiques restituées par le modèle.

Les variables résolues sont les rapports de mélange du nuage liquide (q_{cl}), du nuage glace (q_{ci}), de la glace précipitante (q_g), de la pluie (q_r), de l'eau totale (q_t) et enfin de la vapeur d'eau (q_v), l'eau totale est définie comme toute l'eau condensée en phase liquide

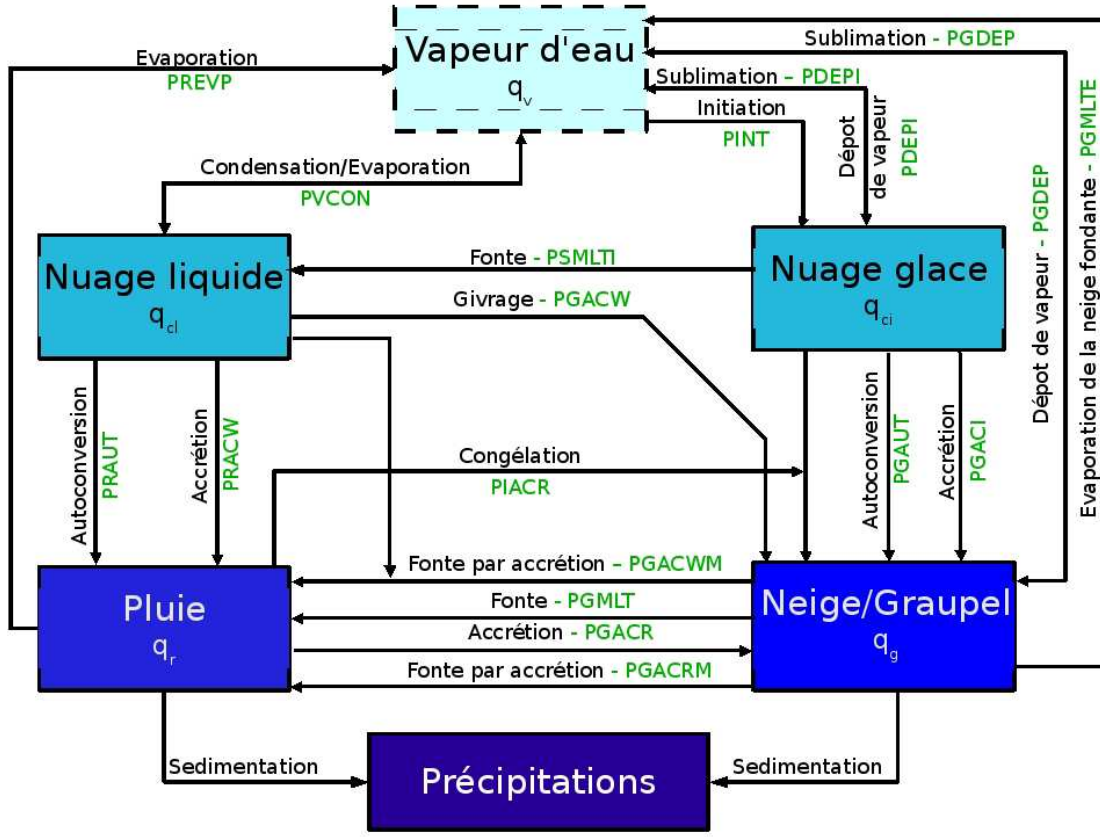


FIG. 1.10 – Schéma représentant les variables et processus microphysiques inclus dans le modèle de restitution (les pointillés correspondent à la variable non explicitement représentée).

ou glacée et la vapeur d'eau. Dans la suite de cette étude, on fera la distinction entre l'eau condensée (sous forme liquide ou solide) et la vapeur d'eau, l'eau totale étant la somme des deux. Tous les rapports de mélange autres que q_v sont calculés explicitement, tout comme les dix-sept processus représentés dans le modèle. Le rapport de mélange de la vapeur d'eau est déduit des autres rapports de mélange ($q_v = q_t - (q_r + q_g + q_{cl} + q_{ci})$). Comme nous le verrons dans la suite, la résolution du rapport de mélange en nuage liquide (q_{cl}) fait partie des modifications apportées à la méthode de restitution microphysique.

Dans l'atmosphère, il n'y a pas de vraie différence entre le nuage et les précipitations, les gouttelettes de nuage ou les cristaux nuageux chutent lentement, contrairement aux précipitations qui ont une vitesse de chute plus importante. Dans le modèle microphysique,

on suppose que les gouttelettes nuageuses et les cristaux nuageux ne précipitent pas. Ils sont uniquement transportés par les mouvements de l'air. Les précipitations sont définies comme les gouttelettes ou les cristaux ayant une vitesse de chute non nulle.

A l'échelle de la convection (de l'ordre de 10 km), l'hypothèse hydrostatique n'est plus valable. Néanmoins nous avons fait le choix de travailler avec un modèle utilisant l'hypothèse hydrostatique, ce choix se justifie notamment par le fait que la pression est un paramètre fixe du modèle, dans ce cas, travailler en niveaux de pression ou en niveau d'altitude est équivalent.

1.2.2 Les équations du modèle

Pour la restitution des rapports de mélange, la méthode utilise cinq équations de continuité de la masse d'eau :

Pour la résolution du rapport de mélange en nuage glace :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_{q_{ci}} - \vec{\nabla}(Kdiff \vec{\nabla}_{q_{ci}}) = S_{ci} \quad (1.2)$$

Pour la résolution du rapport de mélange en nuage liquide :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_{q_{cl}} - \vec{\nabla}(Kdiff \vec{\nabla}_{q_{cl}}) = S_{cl} \quad (1.3)$$

Pour la résolution du rapport de mélange en glace précipitante :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_{q_g} - \vec{\nabla}(Kdiff \vec{\nabla}_{q_g}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_g q_g)}{\partial z} = S_g \quad (1.4)$$

Pour la résolution du rapport de mélange en pluie :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_{q_r} - \vec{\nabla}(Kdiff \vec{\nabla}_{q_r}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_r q_r)}{\partial z} = S_r \quad (1.5)$$

Et enfin, pour la résolution du rapport de mélange en eau totale :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_{q_t} - \vec{\nabla}(Kdiff \vec{\nabla}_{q_t}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_r q_r)}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_g q_g)}{\partial z} = 0 \quad (1.6)$$

En plus des cinq équations d'évolution de la masse d'eau, et afin de prendre en compte l'impact des échanges de chaleur latente lors des changements de phase microphysique sur

la thermodynamique, la température potentielle est résolue par une équation thermodynamique de la forme :

$$\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \Theta - \vec{\nabla} (Kdiff \vec{\nabla} (\Theta - \Theta_0)) = S_\Theta \quad (1.7)$$

Dans ces différentes équations (équations 1.2 à 1.7), \vec{V} désigne le vecteur vent, $Kdiff$ le coefficient de diffusion turbulente et θ_0 la température potentielle de l'environnement.

$\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q$ correspond au terme d'advection,

$-\vec{\nabla} (Kdiff \vec{\nabla} q)$ correspond au terme de diffusion turbulente (cf section 1.2.3),

$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_r q_r)}{\partial z}$ correspond au terme de sédimentation des précipitations,

S désigne le terme de source/perte.

C'est à travers le terme de source/perte qu'interviennent les processus microphysiques représentés dans le modèle. Chaque processus représente une perte pour une des espèces microphysiques résolues, et une source pour une autre de ces espèces. Par exemple, la fonte de la neige en pluie représente un terme perte pour le rapport de mélange en glace précipitante q_g et un terme source pour le rapport de mélange en pluie q_r . De même, l'évaporation va représenter un terme perte pour le rapport de mélange en pluie q_r et un gain pour q_v .

La résolution numérique des équations 1.2 à 1.7 et le contrôle du processus itératif sont décrits dans l'annexe D.1.

1.2.3 Le paramètre de diffusion : $Kdiff$

Le paramètre de diffusion turbulente, $Kdiff$, permet de représenter les processus de diffusion par les mouvements sous-maille. Le paramètre de diffusion turbulente peut être estimé en chaque point de grille par la paramétrisation de Smagorinsky (1963) :

$$Kdiff = 3 \times 0.42^2 \times h_x \times h_z \sqrt{2 \frac{\partial U}{\partial x} + 2 \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial U}{\partial x} \frac{\partial W}{\partial z}} \quad (1.8)$$

Où h_x et h_z correspondent respectivement à la taille des mailles suivant x et suivant z , et U et W correspondent respectivement aux composantes horizontale et verticale du vent. Calculée en chaque point de grille la valeur de $Kdiff$ peut varier beaucoup d'un point à

l'autre à l'intérieur d'un système nuageux, et ne permet pas d'obtenir une solution stable numériquement. Le paramètre de diffusion est par conséquent pris constant et égal à une valeur moyenne. Pour la majorité des restitutions microphysiques, le paramètre de diffusion a été pris constant et égal à $1500 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, en accord avec une précédente étude des lignes de grains (Hauser et Amayenc, 1986). Cette valeur de $1500 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ est supérieure à la valeur moyenne calculée de la diffusion. Elle a été déterminée à partir d'une série de tests et correspond à une valeur permettant la convergence du modèle.

Le paramètre de diffusion K_{diff} est donc lié à la résolution de la grille du modèle. Ainsi, plus on réduit la résolution du modèle, plus on doit augmenter la paramètre de diffusion K_{diff} pour pouvoir obtenir la convergence du modèle. Bien entendu cette compensation de la perte de résolution du modèle par la diffusion a des limites, une valeur trop élevée de K_{diff} donne une trop grande importance à la diffusion par rapport aux processus microphysiques. Il est donc important d'avoir la meilleure résolution possible des données dynamiques, même si celles-ci doivent être interpolées. Le paramètre de diffusion étant plus important dans les régions de fort gradient de vent, une valeur moyenne du paramètre de diffusion affectée à toute la ligne de grains n'est pas représentative des différences entre la partie convective avec ses forts gradients et la partie stratiforme. Ainsi, afin d'améliorer les restitutions microphysiques, nous avons introduit la possibilité d'affecter deux valeurs différentes au paramètre de diffusion, l'une pour la partie convective et l'autre pour la partie stratiforme.

La diffusion est plus importante dans les zones de fort gradient. Si les contenus restitués sont forts, la diffusion sera forte. Ce sont les forts gradients dans la partie convective qui nous obligent à utiliser une valeur de la diffusion supérieure à la valeur moyenne calculée. Ceci a une répercussion sur la résolution du modèle, car celle-ci dépend de la résolution de la grille et de la diffusion.

1.3 Les paramétrisations du modèle microphysique initial

Pour pouvoir restituer les différents paramètres microphysiques et définir les différents processus microphysiques, un certain nombre de paramétrisations sont utilisées. Dans cette partie, on décrit uniquement le modèle de Marécal (1992).

1.3.1 Paramétrisation des nuages

Pour le nuage liquide et le nuage glace, on considère que la distribution en taille des hydrométéores est toujours indépendante de leur diamètre, et que les hydrométéores sont monodisperses. On considère donc des particules de même taille et de même forme.

Pour le nuage liquide, les caractéristiques du gouttelettes nuageuses ne sont pas explicitées dans la paramétrisation du modèle. Néanmoins on peut considérer que les gouttelettes sont sphériques et d'un diamètre de l'ordre de $20 \mu m$ (Pruppacher et Klett, 1997).

Pour le nuage glace, la forme des cristaux de glace intervient dans le calcul du taux de dépôt de vapeur/sublimation du nuage glace. Les caractéristiques des cristaux nuageux sont donc explicitées. Cependant la forme de ces cristaux varie en fonction des conditions de température et de sursaturation. La prise en compte de plusieurs types de cristaux nuageux en un point de grille étant difficile, on considère donc que les cristaux nuageux sont uniquement des plaquettes hexagonales. Cette approximation est utilisée dans les méthodes de restitution par Rutledge et Hobbs (1983) et (1984) ou des modèles comme Meso-NH (2008). Les plaquettes hexagonales sont la forme commune de base des cristaux (Pruppacher et Klett, 1997). C'est aussi une des formes les plus présentes dans les nuages glaces Mitchell (1996).

Pour des plaquettes hexagonales, le diamètre initial D_i est relié à sa masse m_i d'après Hobbs *et al.* (1972) par l'équation $D_i = 16,3m_i^{0,5}$, où m_i se déduit de la concentration en noyaux glaçogènes N_i et du rapport de mélange en nuage glace q_{ci} par $m_i = \rho q_{ci}/N_i$.

Pour le nuage glace, on considère que le nombre de cristaux initialement formés est égal au nombre de noyaux glaçogènes. La concentration en noyaux glaçogènes N_i est définie

d'après Fletcher (1962) par :

$$N_i = N_{i0} \exp[\beta(T_0 - T)] \quad (1.9)$$

Où $N_{i0} = 10^{-2} m^{-3}$, $\beta = 0,6 K^{-1}$ et $T_0 = 273.16 K$

Cependant cette formule montre ses limites aux températures fortement négatives ($T < -30^\circ C$). Elle peut être remplacée par une formulation plus adaptée (cf l'équation 1.38 décrite dans la section 1.4) pour l'étude des lignes de grains où les températures sont de l'ordre de $-80^\circ C$ vers 16 kilomètres d'altitude.

Comme mentionné précédemment, les hydrométéores nuageux ont une vitesse de chute négligeable par rapport aux mouvements verticaux de l'air. Dans le modèle, ils sont considérés comme strictement non-précipitants.

1.3.2 Paramétrisation des précipitations

Pour les hydrométéores précipitants, en plus de la distribution dimensionnelle, il faut calculer la vitesse de chute pour résoudre les équations de continuité de la masse d'eau (cf les équations 1.4, 1.5 et 1.6). D'autres variables peuvent être diagnostiquées, à partir de la vitesse de chute ou du contenu en eau, comme le taux précipitant ou encore la réflectivité. Pour les précipitations glacées en particulier, il existe des multitudes de cristaux glacés (cf figure A.1), de tailles, de formes et de densité différentes. Initialement le modèle permettait de représenter une seule espèce de glace. L'espèce paramétrée pouvant être de la neige, des graupels ou de la grêle. Pour représenter ces différentes espèces, différentes paramétrisations des hydrométéores sont utilisées et répertoriées dans l'annexe A. Les paramètres décrivant les différentes espèces correspondent aux paramètres des relations masse-diamètre et vitesse-diamètre.

Les distributions dimensionnelles : DSD et PSD

Les distributions dimensionnelles, pour la pluie (Drop Size Distribution - DSD) et pour la neige (Particle Size Distribution - PSD) sont définies en fonction du diamètre des hydrométéores (D). La distribution granulométrique de la pluie (DSD) représente le

nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètre. Elle peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\begin{aligned} N_R(D_R) &= N_{0R} \exp(-\lambda D_R) \\ N_G(D_G) &= N_{0G} \exp(-\lambda D_G) \end{aligned} \quad (1.10)$$

Où λ est la pente de la distribution dimensionnelle. $N(D)$ représentant le nombre de particules par unité de volume et par intervalle de diamètre $D + dD$. N_{0R} et N_{0G} sont pris constants dans la méthode de restitution, avec $N_0 = Cn$. Ces DSD en exponentielle sont dites de type Marshall Palmer Marshall et Palmer (1948). Cn peut prendre différentes valeurs suivant les paramétrisations choisies, ou les observations effectuées. Pour la pluie en région tropicale, $N_{0R} = 1.10^7 m^{-4}$. Pour la neige ou les graupels, N_{0G} peut varier de $3.10^5 m^{-4}$ à $4.10^7 m^{-4}$.

En intégrant la distribution dimensionnelle 1.10, on peut définir le moment statistique d'ordre n de la distribution des gouttes. Le moment statistique d'ordre n permet de diagnostiquer différentes variables comme la réflectivité (moment d'ordre 6) ou le contenu en eau (moment d'ordre 3), il est défini par :

$$\int_0^{+\infty} \gamma D^\delta N(D) dD = \gamma N_0 \frac{\Gamma(\delta + 1)}{\lambda^{\delta+1}} \quad (1.11)$$

L'intégration sur le diamètre se fait de zéro à l'infini, parce qu'elle offre une solution mathématique simplifiée. Néanmoins, elle peut se justifier par le fait que pour les grandes valeurs du diamètre, il y a très peu de particules, et donc leur contribution est négligeable.

Dans la méthode microphysique, ce sont les rapports de mélange en précipitations q_r et q_g qui sont résolus. Ceux-ci s'expriment en fonction de la distribution dimensionnelle sous la forme suivante :

$$q_R = \frac{1}{\rho} \int_{D_R} N_R(D_R) m_R(D_R) dD_R \quad (1.12)$$

$$q_G = \frac{1}{\rho} \int_{D_G} N_G(D_G) m_G(D_G) dD_G \quad (1.13)$$

Où $m_R(D_R)$ et $m_G(D_G)$ sont respectivement les relations masse-diamètre pour la pluie et la neige.

Pour la pluie, les gouttes sont prises comme sphériques et la relation masse-diamètre s'écrit :

$$m_R(D_R) = \frac{\pi}{6} \rho_w D_R^3 = a D_R^b \quad (1.14)$$

Avec pour la pluie $a = 524$ et $b = 3$.

La relation masse-diamètre pour les différents types d'hydrométéores glacés est de la forme :

$$m_G(D_G) = a D_G^b \quad (1.15)$$

Les paramètres a et b de l'équation 1.15 dépendent du type d'hydrométéore paramétré. Pour la grêle et certains types de graupels, $b = 3$, les cristaux sont considérés comme sphériques. Mais pour la plupart des cristaux de neige, ils sont non-sphériques, donc b est inférieur à 3. La liste des relations masse-diamètre utilisées est définie dans l'annexe A.

En introduisant les relations masse-diamètre 1.14, 1.15 et la distribution dimensionnelle 1.10 dans les équations 1.12 et 1.13, on obtient les expressions des rapports de mélange résolus dans le modèle microphysique :

$$q_R = \frac{\pi \rho_w}{\rho} \frac{N_{OR}}{\lambda_R^4} \quad q_G = \frac{a}{\rho} N_{OG} \frac{\Gamma(b+1)}{\lambda_G^{(b+1)}} \quad (1.16)$$

D'après les relations 1.16, le paramètre λ peut être défini en fonction du rapport de mélange par les relation suivantes :

$$\lambda = \left[\frac{a N_0}{\rho q} \Gamma(b+1) \right]^{\frac{1}{b+1}} \quad (1.17)$$

λ est donc défini en fonction de q_r et q_g , variables résolues par le modèle.

Les vitesses de chute

Les différents hydrométéores précipitants sont définis par la distribution dimensionnelle, mais aussi par la vitesse de chute. La vitesse de chute s'exprime, comme la masse

des hydrométéores, en fonction du diamètre des précipitations. On a donc des relations vitesse-diamètre qui caractérisent chaque type d'hydrométéore. Pour la pluie, la formulation de la vitesse de chute est celle utilisée par Atlas *et al.* (1973) d'après les mesures faites par Gunn et Kinzer (1949) :

$$Vt_R(D_R) = (c_1 - c_2 e^{(-600D_R)}) \times \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (1.18)$$

Où $c_1 = 9.65 m.s^{-1}$ et $c_2 = 10.30 m.s^{-1}$. Le facteur $\left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4}$ de Foote et Du Toit (1969) prend en compte l'influence de la variation de la densité de l'air avec l'altitude sur la vitesse de chute. Pour les hydrométéores glacés, la formulation générale est :

$$Vt_G(D_G) = cD_G^d \times \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (1.19)$$

Où le coefficient c et l'exposant d dépendent du type d'hydrométéore représenté, les relations vitesse-diamètre pour les différents types de glace sont données dans l'annexe A.

Les équations 1.18 et 1.19 permettent de calculer les vitesses moyennes de chute pondérées par la masse de la pluie Vt_R et de la neige Vt_G . Elles sont définies par l'équation suivante :

$$Vt = \frac{\int_D m(D)N(D)vt(D)dD}{\int_D m(D)N(D)dD} \quad (1.20)$$

En intégrant l'équation 1.20, et en utilisant les relations vitesse-diamètre 1.18 et 1.19, les relations masse-diamètre 1.14, 1.15 et la distribution dimensionnelle 1.10, on obtient les équations suivantes pour les vitesses moyennes de chute :

$$Vt_R = \left[c_1 - c_2 \left(\frac{\lambda_R}{\lambda_R + 600} \right)^4 \right] \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad Vt_G = c_G \frac{\Gamma(d_G + b + 1)}{\Gamma(b + 1)\lambda_G^{d_G}} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (1.21)$$

Dans la suite de cette étude, les différentes relations masse-diamètre et vitesse-diamètre seront citées par leur référence dans l'annexe A. Les processus microphysiques sont décrits en détails dans Marécal (1992).

1.4 Les modifications apportées au modèle microphysique

Pour adapter le modèle microphysique aux conditions tropicales et l'adapter en fonction des objectifs de cette étude, des améliorations ont été apportées au modèle. Un certain nombre de modifications découlent de l'utilisation d'une fonction gamma généralisée pour la distribution dimensionnelle. Il y a aussi l'ajout du calcul explicite du rapport de mélange du nuage liquide et donc du processus de condensation. Nous avons aussi modifié la représentation de la glace précipitante.

1.4.1 Distribution dimensionnelle : Fonction gamma généralisée

Une nouvelle formulation de la distribution dimensionnelle a été implémenté dans le modèle. Elle apporte comme modification principale l'utilisation d'une fonction gamma généralisée pour représenter la distribution dimensionnelle. Une des raisons de l'utilisation d'une fonction gamma généralisée, est la meilleure représentation des distribution dimensionnelle, notamment pour les petits diamètres (Moumouni *et al.*, 2008).

Distribution dimensionnelle

Comme décrit précédemment, la distribution dimensionnelle retenue est une fonction gamma généralisée, en accord avec Tripoli *et al.* (1988) et comme utilisé dans Meso-NH (2008). Elle est définie par :

$$N_G(D_G) = Ng(D) \quad (1.22)$$

Où $g(D)$ est la loi de distribution normalisée et $N = Cn\lambda^x$ le nombre total de particules.

La loi de distribution est la fonction Gamma généralisée définie par :

$$g(D) = \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{(\alpha\nu)} D^{(\alpha\nu-1)} \exp(-\lambda D^\alpha) \quad (1.23)$$

On se ramène donc à une expression de N du type :

$$N(D) = Cn \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{(\alpha\nu+x)} D^{(\alpha\nu-1)} \exp(-\lambda D^\alpha) \quad (1.24)$$

Avec λ défini en fonction du rapport de mélange q par la relation suivante :

$$\lambda = \left[\frac{\rho \cdot q}{a C_n G(b)} \right]^{\frac{1}{x-b}} \quad (1.25)$$

Dans la plupart des restitutions microphysiques effectuées, on a fait le choix de fixer $\alpha = 1$ et $\nu = 1$. On se ramène donc à une distribution dimensionnelle du type exponentielle :

$$N(D) = C_n \lambda^{(x+1)} \exp(-\lambda D) \quad (1.26)$$

Une fonction gamma généralisée avec $\nu \neq 1$ permet de mieux représenter les DSD/PSD mesurées notamment pour les petits diamètres. Néanmoins l'exponentielle reste une bonne approximation, les hydrométéores de petits diamètres ayant une contribution faible dans les rapports de mélange. La figure 1.11 illustre la divergence entre exponentielle et gamma pour les petits diamètres ($D < 1mm$) et le bon accord entre les deux pour les diamètres plus importants.

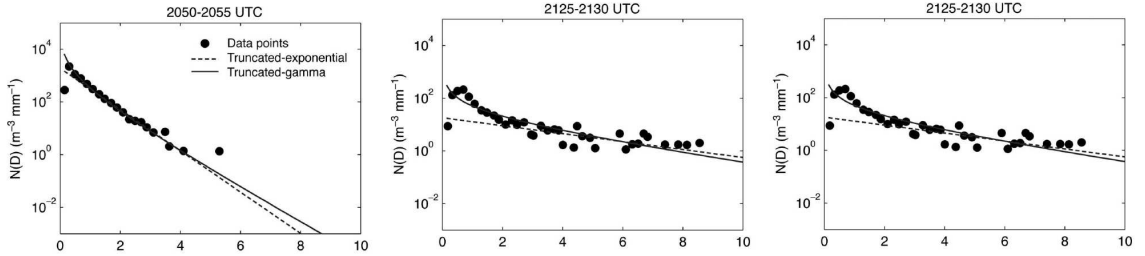


FIG. 1.11 – PSD observées sur 5 min (points noirs) comparées aux PSD calculées : exponentielle (lignes pointillés) et gamma (traits pleins) (Brandes *et al.*, 2007)

La loi de distribution en exponentielle, décrite dans la section 1.3 et du type Marshall et Palmer (1948), est un cas particulier de la distribution dimensionnelle 1.26 avec $x = -1$.

Avec $\alpha = 1$ et $\nu = 1$, λ est défini par la relation suivante :

$$\lambda = \left[\frac{\rho \cdot q}{a C_n \Gamma(b+1)} \right]^{\frac{1}{x-b}} \quad (1.27)$$

Vitesse de chute

L'intégration d'une DSD différente modifie la vitesse moyenne de chute, de plus, contrairement à la paramétrisation initiale, la vitesse de chute est calculée avec une relation du même type pour la pluie et pour la glace précipitante, c'est à dire qu'elle est exprimée sous la forme d'une loi de puissance :

$$Vt(D) = cD^d \times \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (1.28)$$

Le coefficient c et l'exposant d dépendent de la paramétrisation et de l'espèce représentée. Les différentes relations vitesse-diamètre sont présentées dans l'annexe A. Et comme décrit précédemment, le facteur $(\rho_0/\rho)^{0.4}$ est le facteur correctif de Foote et Du Toit (1969) pour prendre en compte la variation de la densité de l'air avec l'altitude.

En intégrant l'équation 1.20, et en utilisant la relations vitesse-diamètre 1.28, les relations masse-diamètre 1.14,1.15 et la distribution dimensionnelle 1.24, on obtient l'équation suivante pour l'expression de la vitesse moyenne de chute des hydrométéores :

$$Vt = c\lambda^{-d} \frac{\Gamma\left(\frac{\nu+b+d}{\alpha}\right)}{\Gamma\left(\frac{\nu+b}{\alpha}\right)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (1.29)$$

Lorsque l'on prend $\alpha = 1$ et $\nu = 1$ on retrouve bien l'expression de la vitesse moyenne de chute pour les précipitations glacées 1.21.

1.4.2 Le processus de condensation

Pour pouvoir mieux représenter le nuage liquide qui n'était jusqu'ici que déduit du rapport de mélange mélange à saturation, le modèle microphysique a été amélioré en ajoutant le calcul explicite du rapport de mélange en nuage liquide et du processus de condensation.

Ce processus de condensation/évaporation est appelé PVCON. Il est paramétré d'après Yau et Austin (1979).

On définit δM : $\delta M = q_v - q_{sl}$

avec q_v le rapport de mélange de la vapeur d'eau et q_{sl} le rapport de mélange à saturation à la température T .

Si $\delta M > 0$, on est dans les conditions de sursaturation :

$$PVCON = \frac{r_1 \cdot \delta M}{\Delta t} \quad (1.30)$$

avec

$$r_1 = \frac{1}{1 + \frac{L_v^2 q_{sl}}{R_v c_{pm} T^2}}$$

Si $\delta M < 0$ et $q_{cl} > 0$, on est dans les conditions d'évaporation :

$$PVCON = -\min \left[-\frac{r_1 \cdot \delta M}{\Delta t}, \frac{q_{cl}}{\Delta t} \right] \quad (1.31)$$

Si $\delta M < 0$ et $q_{cl} = 0$

$$PVCON = 0 \quad (1.32)$$

Le processus de condensation étant explicitement calculé, le terme source/perte dû aux échanges de chaleur latente impliqués lors de la condensation de vapeur d'eau et lors de l'évaporation du nuage liquide est par conséquent lui aussi explicitement calculé.

Le terme source/perte S_θ de la température potentielle θ s'écrit donc maintenant :

$$\begin{aligned} S_\theta = & \frac{L_v}{c_p \Pi_0} (PREVP + PMLTGE + PVCON) \\ & + \frac{L_f}{c_p \Pi_0} (PGMLT - PSMLTI + PGACR + PIACR) \\ & + \frac{L_f}{c_p \Pi_0} (PGACW + PGACWM + PGACRM) \\ & + \frac{L_s}{c_p \Pi_0} (PGDEP + PDEPI + PINT) \end{aligned} \quad (1.33)$$

Où Π_0 est la pression réduite, c_p la chaleur spécifique à pression constante, L_v la chaleur latente de vaporisation, L_f la chaleur latente de fusion et, L_s la chaleur latente de sublimation. Ce terme source/perte S_θ est composé de trois termes : un terme de fusion/congélation, un terme de condensation/évaporation et enfin un terme de sublimation/dépôt de vapeur. Ces termes sont calculés pour étudier la contribution des différents changements d'état de l'eau aux échanges de chaleur au sein de la ligne de grains.

1.4.3 Les processus microphysiques

L'utilisation d'une fonction gamma généralisée pour la distribution dimensionnelle, modifie la paramétrisation des processus qui sont fonction de la distribution dimensionnelle ou de la vitesse de chute.

Ainsi les taux d'accrétion du nuage liquide par la pluie (PRACW) et par la neige (PGACW) et du nuage glace par la neige (PGACI) sont calculés à partir de l'équation générale suivante :

$$\begin{aligned}
 P_{AC} &= \frac{\pi}{4} E_{AB} q_B \int_0^{+\infty} N_A(D_A) D_A^2 v_A(D_A) dD_A \\
 P_{AC} &= \frac{\pi}{4} E_{AB} q_B C n_{AC} \frac{\Gamma(\nu + \frac{2+d_A}{\alpha})}{\lambda^{-x+2+d_A} \Gamma(\nu)} \lambda^{x+1} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4}
 \end{aligned} \tag{1.34}$$

où A est la particule de diamètre D_A qui chute avec une vitesse $v_A(D_A)$ au milieu d'une population de particules B de diamètre D_B . E_{AB} est le coefficient traduisant l'efficacité du processus d'accrétion lors des collisions entre les particules A et B.

Pour le taux de production de la neige par collision entre le nuage glace et la pluie (PIACR)

$$\begin{aligned}
 P_{AC} &= \frac{\pi}{4} E_{AB} \frac{q_A}{m_A} \int_0^{+\infty} N_B(D_B) D_B^2 v_B(D_B) m_B(D_B) dD_B \\
 P_{AC} &= \frac{\pi}{4} E_{AB} \frac{q_A}{m_A} a_B C n_B \frac{\Gamma(\nu + \frac{2+b_B+d_B}{\alpha})}{\lambda^{-x+2+b_B+d_B} \Gamma(\nu)} \lambda^{x+1} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4}
 \end{aligned} \tag{1.35}$$

Et plus généralement, tous les processus où l'on intègre $N(D)$ sont modifiés (cf annexe B)

1.4.4 Détermination du type de glace précipitante

Comme décrit dans la section 1.3.2, le modèle ne résout qu'une seule équation pour la glace précipitante. Jusqu'ici un seul type de glace précipitante était utilisé par restitution.

Or une seule espèce de glace précipitante peut être un facteur limitant pour restituer de façon réaliste les parties convective et stratiforme d'une ligne de grains. Si l'on suppose que la glace précipitante est constituée de graupels ou de grêle, elle va être peu transportée

dans la partie stratiforme, et chuter rapidement. A contrario, si l'on suppose que la glace précipitante est de la neige légère, celle-ci va être transportée facilement dans la partie stratiforme, mais elle va aussi chuter lentement, ce qui ne produira pas de précipitations importantes dans la partie convective. Cette relation entre le type de glace précipitante et les champs microphysiques restitués sera étudiée dans la section 2.4 pour les tests de sensibilité et dans la section 4.3.5 pour la détermination des espèces de glace adaptées aux lignes de grains.

Pour pallier ce problème, les propriétés de la glace précipitante sont modulées spatialement en fonction de critères physiques. Le modèle est toujours un modèle de restitution avec une seule espèce de glace précipitante, mais le type et les propriétés (les relations masse-diamètre 1.15 et vitesse-diamètre 1.19) de la glace précipitante peuvent varier d'un point de grille à l'autre pour représenter trois espèces de glace. Cette vision de la répartition des différents types de glace est confortée par les classifications polarimétriques qui montrent en effet que les lignes de grains sont constituées de graupels et de différentes espèces de neige, et très rarement de grêle (Evaristo, 2009).

Concrètement, à chaque itération, on diagnostique pour chaque point de la grille du modèle l'espèce de glace précipitante la plus probable. Ceci est fait en fonction d'un critère soit microphysique soit thermodynamique. Ce critère peut être le contenu en glace q_g , la température comme paramétré par Drofa et Malguzzi (2004), le rapport de mélange à saturation, ou encore la vitesse verticale du vent w . La discussion de la pertinence du critère de sélection de la glace précipitante sera discuté dans la section 4.3.2. Par exemple lorsque le critère de choix est la température, cette détermination revient simplement à considérer que la distribution évolue en fonction de la température.

Même si cette méthode ne permet pas de représenter les processus entre les espèces de glace au sein du modèle microphysique, elle permet toutefois d'avoir des graupels, ou de la neige dense dans la convection et donc de produire des précipitations importantes. Elle permet aussi d'obtenir de la neige plus légère qui sera transportée et sera la source des pluies stratiformes. Liu *et al.* (1997) ont montré que la neige de la partie stratiforme était importante pour la représentation du taux de précipitation. Cette approche a aussi l'avantage de stabiliser numériquement le modèle, puisqu'elle évite l'accumulation de la

neige en permettant la présence de graupels qui vont chuter plus rapidement ($v_t > 3m.s^{-1}$) que la neige ($v_t < 1m.s^{-1}$) dans la partie convective.

Dans cette étude, le critère principalement retenu pour déterminer l'espèce de glace précipitante est le rapport de mélange q_g . Ce choix se justifie par le fait que plus le rapport de mélange est important, plus on a de chance d'avoir des hydrométéores denses. Le choix de ce critère sera discuté dans la section 4.3. Les différentes restitutions microphysiques ont permis de déterminer la valeurs optimales de q_g qui détermine quel type de glace précipitante est utilisé. Si q_g est supérieur à $3,5 g.kg^{-1}$, la maille du modèle contient des graupels. Si q_g est compris entre $1,5$ et $3,5 g.kg^{-1}$, la glace précipitante est considéré comme étant constituée de graupels légers ou de neige lourde (neige principale). Enfin si q_g est inférieur à $1,5 g.kg^{-1}$, la glace précipitante est considérée comme de la neige légère (neige secondaire).

Même si cette méthode présente certains avantages, il faut cependant noter qu'elle provoquera des discontinuités, notamment pour tous les processus qui sont paramétrés en fonction de λ qui est calculé en fonction des paramètres (a et b) de la relation masse diamètre.

1.4.5 La pression de vapeur saturante

La pression de vapeur saturante peut être calculée par de nombreuses formules, qui si elles donnent toutes des résultats très proches dans les températures moyennes [$-20^\circ C$; $20^\circ C$], divergent aux basses températures (en dessous de $-50^\circ C$) (Wexler, 1976).

La formulation initiale pour calculer la pression de vapeur saturante est la formulation de Tetens (1930). Cependant pour une meilleure prise en compte des très basses température ($T < -50^\circ C$), ce sont les formulations de Wexler (1976) et Wexler (1977) qui ont été préférées.

Pour la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide (Wexler, 1976) :

$$\begin{aligned} e_{sw} = 0.01.exp(-2991.2729T^{-2} - 6017.0128T^{-1} + 18.87643854 - 0.028354721T \\ + 0.17838301.10^{-4}T^2 - 0.84150417.10^{-9}T^3 + 0.44412543.10^{-12}T^4 + 2.858487\ln(T) \end{aligned} \quad (1.36)$$

Pour la pression de vapeur saturante par rapport à la glace (Wexler, 1977) :

$$e_{si} = 0.01.exp(-5865.3696T^{-1} + 22.241033 + 0.013749042T - 0.34031775.10^{-4}T^2 + 0.26967687.10^{-7}T^3 + 0.6918651\ln(T)) \quad (1.37)$$

1.4.6 Noyaux glaçogènes

La formule 1.9 décrite précédemment définit le nombre de noyaux glaçogènes N_i , mais n'est pas adaptée aux très faibles températures. C'est pourquoi elle a été remplacée par la formulation de Ferrier (1994) en accord avec Meyers *et al.* (1992) :

$$\begin{aligned} \text{Si } T > -5 \text{ K} : N_i &= 50 \left(\frac{q_v - q_{si}}{q_{sl} - q_{si}} \right)^{4.5} exp(-0.6(T - 273.16)) \\ \text{Si } T < -5 \text{ K} : N_i &= 1000 exp(12,96.SSI - 0.693) \\ N_i &= Min(N_i, 1E5) \end{aligned} \quad (1.38)$$

Où $SSI = \frac{q_v}{q_{si}} - 1$.

Le nombre de noyaux glaçogènes a un effet direct sur la formation du nuage, puisque le nombre de cristaux de neige initialement formés va directement dépendre du nombre de noyaux glaçogènes activés à la température T.

1.4.7 Variables diagnostiques

En plus de la distribution dimensionnelle et de la vitesse de chute qui caractérisent les hydrométéores, des quantités diagnostiques sont aussi calculées .

Taux de précipitation

Le taux de précipitation est exprimé en $mm.h^{-1}$ et est fonction du contenu en eau WC et de la vitesse de chute des hydrométéores :

$$R = 3.6 Vt WC \quad (1.39)$$

Le coefficient 3.6 de l'équation 1.39 vient de la conversion du taux de précipitation en $m.s^{-1}$ au taux de précipitation en $mm.h^{-1}$. Le contenu en eau en $g.m^{-3}$ est défini par l'intégrale suivante :

$$\begin{aligned} WC &= \int_0^{+\infty} m(D)N(D)dD \\ WC &= a C_n \lambda^{x-b} \frac{\Gamma(\nu + b/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \end{aligned} \quad (1.40)$$

Dans le cas de la pluie, ou $m(D) = \frac{\pi}{6} \rho_w D^3$, le contenu en eau est le moment d'ordre 3 de la distribution dimensionnelle. En remplaçant Vt et WC dans l'expression du taux de précipitation 1.39 par leurs expressions respectives 1.21 et 1.40 on obtient l'expression suivante pour le taux de précipitation, exprimé en $mm.h^{-1}$:

$$R = 3.6 C_n . a . c \lambda^{x-b-d} \frac{\Gamma(\nu + (b+d)/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \quad (1.41)$$

Le taux de précipitation est important car il peut être mesuré directement ou indirectement par divers instruments (pluviomètres, radar ...).

La Réflectivité

La réflectivité peut être comparée aux observations radar. Si l'on considère que le diamètre des particules diffusantes est très petit par rapport à la longueur d'onde du radar, l'approximation de Rayleigh peut être utilisée. La réflectivité s'exprime alors en fonction de la distribution dimensionnelle :

$$\begin{aligned} Z &= \int_0^{+\infty} D^b N(D) dD \\ Z &= C_n \lambda^{(x-2b)} \frac{\Gamma(\nu + 2b/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \end{aligned} \quad (1.42)$$

La réflectivité s'exprime en $mm^6.m^{-3}$. On peut aussi l'exprimer en dBZ : $Z_{dBZ} = 10 \log_{10} (Z[mm^6.m^{-3}])$.

Pour la pluie ($b=3$) la réflectivité Z est donc le moment d'ordre 6 (2b) de la distribution dimensionnelle.

Les cristaux de neige n'ayant pas les même propriétés diélectriques (K_i) que les gouttes de pluies (K), le calcul de la réflectivité prend en compte la différence de constante diélectrique afin de pouvoir comparer les valeurs de réflectivités entre la pluie et la neige

$$|K_i|^2 = 0.176 \quad |K|^2 = 0.930 \quad (1.43)$$

1.5 Conclusion

La dynamique des lignes de grains bien que complexe peut se résumer en deux grandes caractéristiques importantes pour notre étude, l'intensité de l'ascendance, et l'intensité du transport horizontal. L'intensité de l'ascendance influence la production des hydrométéores, et le transport horizontal influence le développement de la partie stratiforme.

Par rapport à la version originale (Marécal, 1992), le modèle calcule explicitement le nuage liquide, et peut prendre en compte une distribution en taille de type gamma, même si cette dernière a été peu utilisée dans cette étude.

Pour les hydrométéores précipitants, même si d'autres méthodes de restitutions utilisent 2,3 voire plus d'espèces de glace précipitante, nous avons gardé une seule espèce de glace précipitante, ceci afin de rester dans l'optique d'utiliser le modèle pour améliorer le calcul des températures de brillance dans un modèle de transfert radiatif. Néanmoins, pour représenter au mieux les lignes de grains, nous avons ajouté la possibilité de moduler les caractéristiques de la glace précipitante en chaque point de grille afin de pouvoir représenter au mieux la partie convective et la partie stratiforme.

Chapitre 2

Etude des performances du modèle adapté.

Sommaire

2.1	Les champs de vent synthétiques	52
2.2	Les radiosondages de Parakou	57
2.3	Restitution de référence	60
2.4	Tests de performance du modèle	74
2.5	Conclusion	95

Pour une effectuer une étude rigoureuse de la version du modèle adaptée aux lignes de grains, nous avons fait le choix de travailler avec des champs de vent synthétiques, qui permettent une utilisation plus aisée et plus souple des données de vent (par simple changement de paramètres).

Le modèle microphysique a été utilisé dans différentes conditions afin de déterminer sa sensibilité aux différents paramètres environnementaux (dynamique, température, humidité) et sa sensibilité aux différentes paramétrisations de la méthode de restitution. Cette étude de sensibilité a pour but de dégager les points forts et les faiblesses du modèle, afin de pouvoir mieux interpréter les résultats de l'étude de cas.

2.1 Les champs de vent synthétiques

L'une des raisons du choix d'un champ de vent synthétique est le fait que le modèle microphysique est très sensible au respect de l'équation de continuité. C'est pourquoi la phase d'amélioration du modèle et la première phase de tests de sensibilité ont été réalisées avec un champ de vent analytique.

2.1.1 Le champ de vent synthétique de référence

Le modèle microphysique étant stationnaire, les dérivées par rapport au temps sont nulles ($\frac{\partial}{\partial t} = 0$). De plus le modèle étant bidimensionnel, on fait l'approximation que $\frac{\partial \vec{v}}{\partial y} = 0$. L'équation de continuité s'écrit donc :

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} - \frac{W}{H} = 0 \quad (2.1)$$

Le champ de vent synthétique (cf figure 2.1) est généré à partir d' équations analytiques. Il est aussi proche que possible de la circulation d'une ligne de grains (cf figure 1.2), tout en respectant l'équation de continuité en deux dimensions (équation 2.1). La figure 2.1 montre les vecteurs vent du champ de vent synthétique de référence, ainsi que la schématisation des principaux courant représentés. Le champ de vent synthétique est composé d'un flux entrant (**A**) (d'ouest en est) dans les basses couches, d'une zone d'ascendance

principale (**B**), au sommet de la cellule convective, deux flux apparaissent, un vers l'avant de la ligne de grains (**C**), l'autre vers l'arrière (**D**). Dans la partie stratiforme, nous avons de faibles ascendances au dessus de l'isotherme 0° C (**F**), et de faibles subsidences en dessous de l'isotherme 0° C (**G**), de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par secondes. Enfin, un flux de retour circule, dans les basses couches, de la partie stratiforme vers la partie convective (**E**). Dans les basses couches et d'est en ouest, il y a un léger flux de retour (décimétrique). Ces caractéristiques sont en accord avec le schéma de circulation générale de Zipser (1977) (cf figure 1.2).

L'avantage d'utiliser un champ de vent synthétique est de s'assurer, au delà du respect de l'équation de continuité, de pouvoir choisir la résolution spatiale et de pouvoir modifier l'intensité du vent. La possibilité de faire facilement et indépendamment varier la résolution spatiale ou l'intensité des différentes composantes du vent, permet de réaliser une étude de sensibilité plus complète.

Le champ de vent de référence a été généré à partir des équations suivantes :

$$W(x, z) = C_1 \cdot \exp^{-Y_1^2}(-\sin(S_1)) - C_2 \cdot \exp^{-Y_2^2}(-\sin(S_2)) \quad (2.2)$$

$$U(x, z) = \frac{\sqrt{\pi}\Delta x_1}{2} \cdot \frac{C_1}{H_1} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{x - x_{01}}{\Delta x_1}\right) \cdot [\sin S_1 - \alpha_1 \cos S_1] + B_1 \\ + \frac{\sqrt{\pi}\Delta x_2}{2} \cdot \frac{C_2}{H_2} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{x - x_{02}}{\Delta x_2}\right) \cdot [\sin S_2 - \alpha_2 \cos S_2] + B_2 \quad (2.3)$$

Avec :

$$Y_1 = \frac{x - x_{01}}{\Delta x_1}; S_1 = \frac{\alpha(z - z_{01})}{H_1}; \alpha_1 = \frac{\pi \cdot H_1}{A_1} \\ Y_2 = \frac{x - x_{02}}{\Delta x_2}; S_2 = \frac{\alpha(z - z_{02})}{H_2}; \alpha_2 = \frac{\pi \cdot H_2}{A_2}$$

$A_1 = 16$	$B_1 = 5 \cdot \sin(\frac{z}{2} - \frac{\pi}{2})$	$C_1 = 8$	$H_1 = 8.52$	$x_{01} = 20$	$z_{01} = -1$	$\Delta x_1 = 2$
$A_2 = 10$	$B_2 = -3$	$C_2 = 0.15$	$H_2 = 100$	$x_{02} = 40$	$z_{02} = -5$	$\Delta x_2 = 30$

TAB. 2.1 – Paramètres du champ de vent de référence

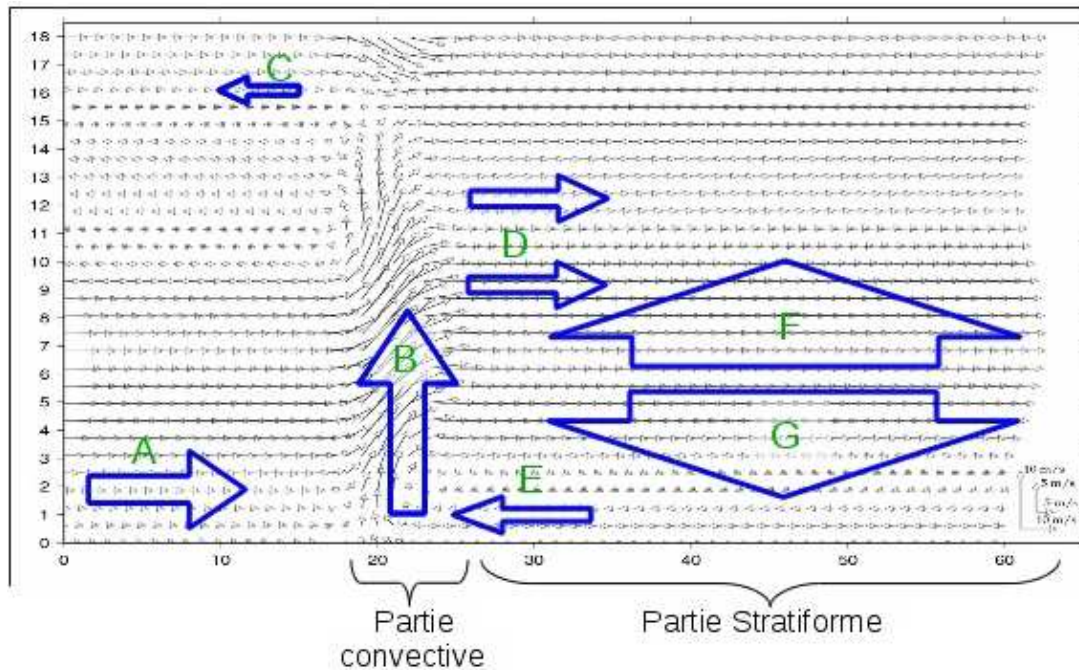


FIG. 2.1 – Vent synthétique représentant une ligne de grains idéalisée avec les principaux éléments dynamiques schématisés (flèches bleues - cf 1.2). A : flux entrant, B : ascendance convective, C et D : flux sortants, E : flux de retour, F et G : ascendance et subsidence de faible intensité.

Le champ de vent de référence, tout comme les autres champs de vent synthétiques (sauf mention contraire), possède une résolution horizontale de 100 m et une résolution verticale de 60 m, cela sur un domaine de 80 km x 17 km. L'altitude maximale de 17 km correspond approximativement au sommet de la troposphère en zone tropicale et permet ainsi de représenter le nuage glace.

Ce champ de vent synthétique a permis de réaliser toute la phase d'adaptation aux conditions tropicales et d'amélioration du modèle microphysique. Ce champ de vent de référence peut être associé au stade de dissipation d'une ligne de grains (cf figure 3.13) car il ne possède qu'une zone de convection principale. Par contre en terme d'intensité de l'ascendance, les valeurs sont plus proches du stade mature, avec une ascendance maximale de l'ordre de 12 m.s^{-1} .

Par rapport à un champ de vent réel, il est plus lissé, et la cellule convective est

verticalement droite au lieu d'être légèrement inclinée. Les différentes variables du champ synthétique peuvent être modifiées pour moduler l'intensité de la composante horizontale du vent (U) ou de la composante verticale du vent (W), on a ainsi une série de champs de vent "tests" qui permettent de quantifier l'influence de la dynamique sur le déclenchement de la convection, sur la production de graupels et sur le transport des particules. Ces champs de vent "tests" ainsi que le champ de vent synthétique de référence sont utilisés dans le chapitre 2.

2.1.2 Champ de vent synthétique multicellulaire

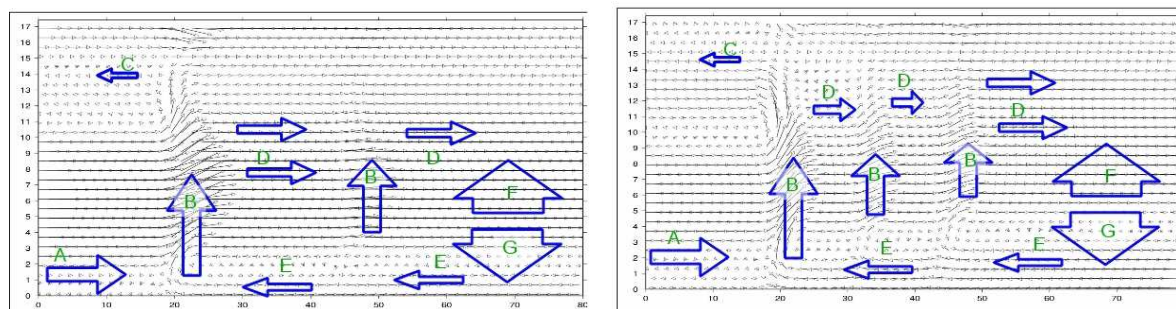
Le champ de vent synthétique de référence et les champs de vents construits à partir des mêmes équations (cf annexe C) ont une seule partie convective bien distincte. Mais les observations du radar RONSARD (cf figure 3.6) mettent en évidence le résidu d'anciennes cellules de convection au sein de la partie stratiforme. Les cellules de convection apparaissant et disparaissant en permanence dans les lignes de grains, il est normal d'avoir des cellules convectives en formation à l'avant de la ligne de grains, et des cellules convectives en train de se dissiper à l'arrière de la ligne de grains.

Pour avoir un champ de vent plus proche de la réalité, et valider le fait que les observations montrent bien d'anciennes cellules de convection, une autre série de champs de vent synthétiques a été créée, avec toujours une cellule de convection principale, mais aussi une deuxième cellule de convection, d'intensité plus faible et localisée dans la partie stratiforme, en retrait de la convection principale. Ce champ est représenté sur la figure 2.2(a). Les cellules convectives secondaires seront considérées dans la suite comme la représentation des anciennes cellules convectives.

Sur le même principe on peut ajouter plusieurs cellules de convection secondaires dans la partie stratiforme (cf figure 2.2(b)). Ces champs sont simplement générés à partir du champ de vent de référence dont on module l'intensité à l'aide des constantes C_1 et B_1 notamment, et que l'on décale par rapport à la convection du champ de référence.

Les différents types de champs synthétiques avec plusieurs cellules de convection sont représentés sur la figure 2.2

Ces champs de vent multicellulaires peuvent être associés au stade de maturité d'une



(a) Champ de Vent avec 2 cellules convectives

(b) Champ de Vent avec 3 cellules convectives

FIG. 2.2 – Champs de vent synthétiques représentant une ligne de grains avec une cellule principale de convection et une (a) ou deux (b) cellules convectives secondaires ainsi que les principaux éléments dynamiques schématisés (flèches bleues - cf 1.2)

ligne de grains (cf figure 3.13).

En plus de représenter de manière analytique une ligne de grains idéalisée, on peut également se servir des équations pour reproduire les caractéristiques d'un champ de vent observé. Les champs de vent restitués à partir des observations, du Ronsard notamment, sont parfois limités en altitude. Par exemple pour le cas du 28 juillet 2006, l'altitude maximale du champ de vent restitué à partir des observations du Ronsard est de 10 km, ce qui est suffisant pour l'étude des précipitations (les principaux processus à l'origine des précipitations sont actifs en dessous de 10 km d'altitude), mais limitant pour l'étude de l'enclume stratiforme. Le champ de vent synthétique permet dans un tel cas de reproduire les grandes caractéristiques de ce champ de vent là où il y a des observations et de l'extrapoler en altitude afin d'étudier l'enclume stratiforme et notamment le nuage glace. Un tel champ de vent (champ de vent "type") a été utilisé pour reproduire les caractéristiques de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

Les différents champs de vent synthétiques utilisés dans cette étude sont référencés dans l'annexe C. Ils seront parfois cités par un numéro défini dans l'annexe C. Les différents champs de vent synthétiques avec une cellule de convection (**REF**, 20.1 - 20.12, 20.A - 20.J ...) sont utilisées dans le chapitre 2. Le champ de vent type (**22**) reprenant des caractéristiques du champs de vent RONSARD est utilisé dans le chapitre 3 et enfin le

champ de vent multicellulaire à trois cellule (27) est utilisé dans le chapitre 4.

2.2 Les radiosondages de Parakou

Le modèle diagnostique a besoin de données initiales (Pression, température, humidité) comme conditions initiales. Pour cela, les différents radiosondages de Parakou (Bénin) des 26, 27 et 28 juillet 2006 ont été utilisés. D'autres données initiales ont été utilisées dans la suite de l'étude pour voir l'influence du type de données, et pour compléter le jeux de données des radiosondages, notamment pour avoir un radiosondage temporellement proche du passage de la ligne de grains. Elles sont décrites dans le chapitre 4.

Les radiosondages de Parakou ont été utilisés, parce qu'ils sont les radiosondages les plus proches du radar RONSARD. Cependant les radiosondages de Parakou effectués avec des sondes MODEM présentent un biais humide diurne pouvant aller jusqu'à 10 % (Bock et Nuret, 2009). Le radiosondage du 28 juillet à 4h, le plus proche de la ligne de grains observée par le radar RONSARD, n'est pas complet et s'arrête à 4km d'altitude. C'est donc le radiosondage du 28 juillet à 10h qui a été utilisé comme radiosondage de référence pour les restitutions de la ligne de grains du 28 juillet 2006 (cf chapitre 3).

Plus précisément, neuf radiosondages à Parakou on été utilisés, ceux du 26 juillet à 10h et 16h, ceux du 27 juillet à 4h, 10h, 16h et 22h et enfin ceux du 28 juillet à 10h, 16h et 22h . Les mesures d'humidité, de pression et de température de ces radiosondages sont présentées dans la figure 2.3. On remarquera que l'humidité présente de grandes variations d'un radiosondage à l'autre. Il est à noter que les radiosondages des 27 et 28 juillet à 22h ont été utilisés dans leurs versions brute et corrigée du biais humide de 10%.

La figure 2.4 présente l'humidité spécifique et l'humidité relative des radiosondages précédent (le 27 à 10 et 16h respectivement bleu et rouge) et suivant (le 28 à 10 et 16h respectivement noir et vert) le passage de la ligne de grains. Ces radiosondages permettent de mettre en évidence l'action de la convection sur l'humidité. En effet, l'humidité des basses couches (en dessous de 2km d'altitude - cf courbes rouge et verte) se retrouve advectée par le passage de la ligne de grains au niveau de l'isotherme 0° C vers 4,5 km d'altitude (cf courbe noire).

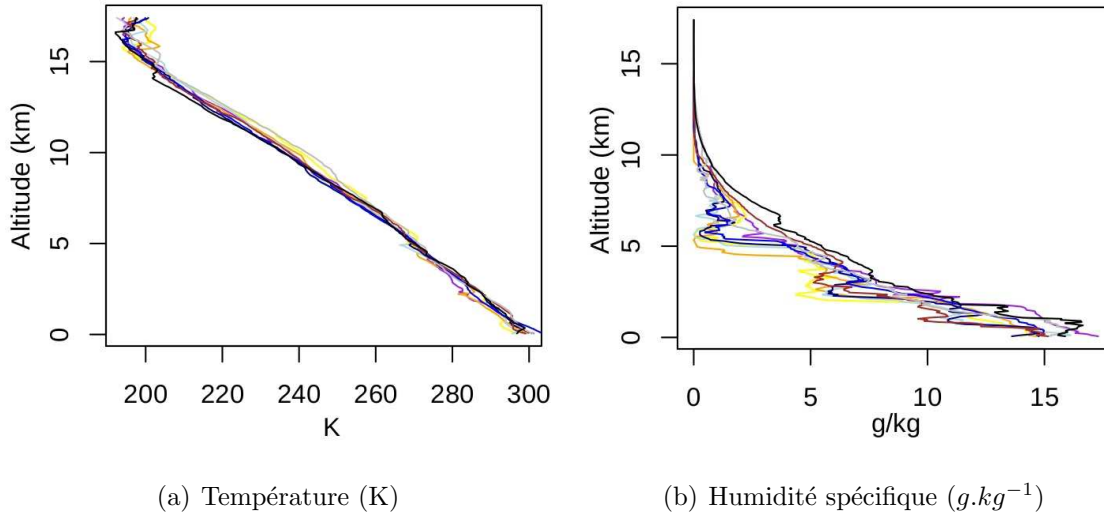


FIG. 2.3 – Température (a) et humidité spécifique (b) des radiosondages de Parakou des 26, 27 et 28 juillet 2006

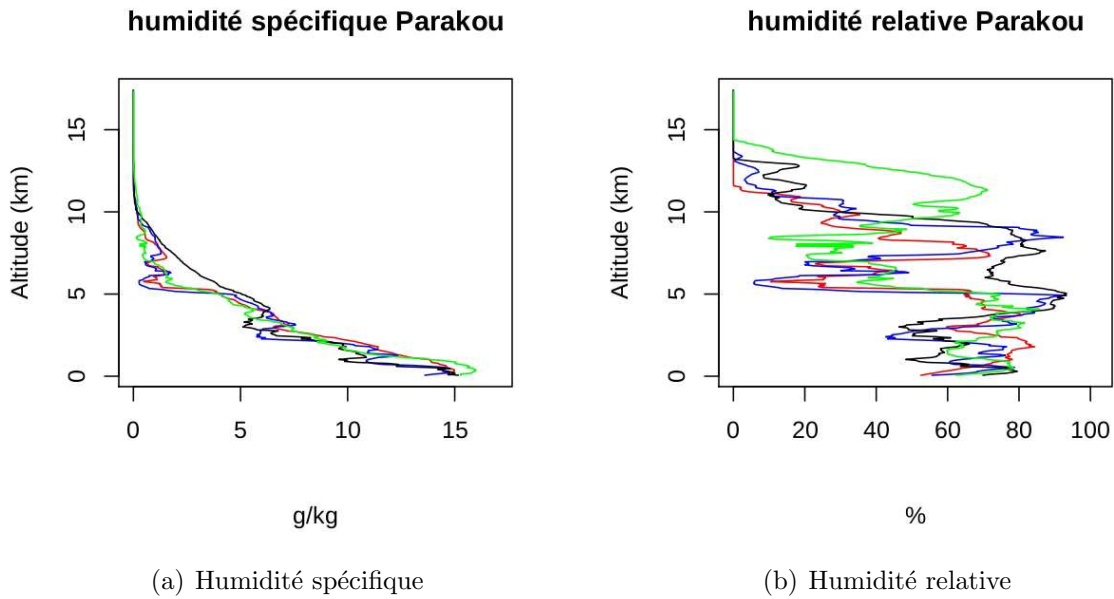


FIG. 2.4 – a) humidité spécifique ($g.kg^{-1}$) et b) humidité relative (%) des radiosondages de Parakou des 27 et 28 juillet 2006. bleu : le 27 à 10h. rouge : le 27 à 16h. noir : le 28 à 10h. Vert : le 28 à 16h.

Si l'on regarde l'emagramme du radiosondage du 28 juillet 2006 à 10h (cf figure 2.5), on peut voir que les basses couches (en dessous $600hPa \sim 4km$) sont sèches et qu'au

dessus de 4 km l'air est proche de la saturation. C'est donc au dessus de 4 km que l'on s'attend à avoir de la condensation et la formation de nuage liquide.

Radiosondage du 2006-07-28 à 10h

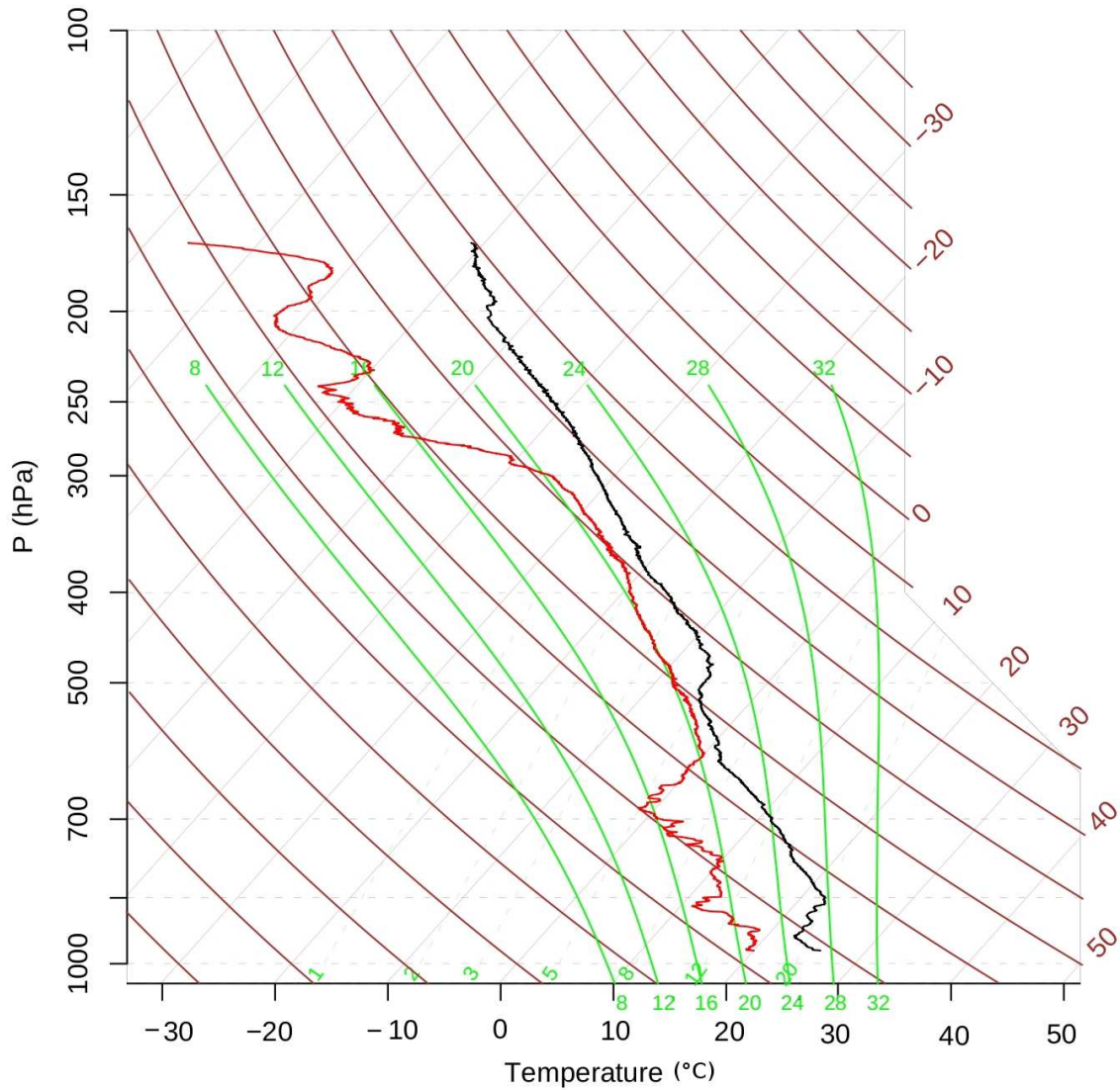


FIG. 2.5 – Emagramme du radiosondage de parakou du 28 juillet 2006 à 10h

Le modèle microphysique utilise une coupe verticale de l'humidité, de la pression et de la température. Or les radiosondages ne nous fournissent qu'un profil vertical. En entrée du modèle nous avons la possibilité prendre en compte un seul radiosondage que

nous affectons à toute la coupe, mais alors nous ne tiendrons pas compte des variations de température, de pression et d'humidité au passage de la ligne de grains. Il est aussi possible de prendre plusieurs radiosondages différents pour reconstituer une coupe des données de température, de pression et d'humidité. Par exemple, nous pouvons utiliser le radiosondage du 27 juillet à 16h pour représenter la zone à l'avant de la ligne de grains, celui du 27 juillet à 22h pour représenter le partie convective et enfin celui du 28 juillet à 10h pour représenter l'arrière de la ligne de grains. Cette combinaison de radiosondages permet d'obtenir des conditions initiales plus réalistes qu'avec un seul radiosondage. L'utilisation d'un seul radiosondage pour déterminer les conditions initiales est néanmoins suffisante dans la majorité des cas. En effet, le modèle microphysique peut résoudre la température et la vapeur d'eau et ainsi prendre en compte les variations de températures et de vapeur d'eau dues aux processus microphysiques.

2.3 Restitution de référence

Le champ de vent synthétique de référence est celui décrit dans la section 2.1. Il a l'avantage de représenter la circulation d'une ligne de grains idéalisée. Sans être lié aux observations de la campagne AMMA, ce champ de vent idéalisé présente néanmoins des caractéristiques communes avec les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD notamment un courant de densité d'une épaisseur de 2 km, ainsi qu'une partie convective avec une ascendance maximale vers 6, 7 km.

Deux séries de résultats sont présentés, la première **(I)** avec la température fixée, la deuxième **(II)** avec la température résolue. Les conditions initiales et les paramètres des restitutions **I et II** sont les mêmes que les restitutions de ce chapitre. Pour ces deux restitutions, on peut comparer les champs et les valeurs des rapports de mélanges avec les études de Braun et Houze (1995) et Szeto et Cho (1994a).

2.3.1 Restitution de référence, avec la température fixée (I)

Cette restitution est la restitution de référence [I] utilisée pour les tests de sensibilité. Les paramètres utilisées sont différents de ceux utilisés ensuite dans les restitutions du

chapitre 3. La série de restitutions effectuées pour les tests de sensibilités ont permis de déterminer les paramètres les plus adaptés. Ce sont ces paramètres qui ont ensuite été utilisés dans les chapitres 3 et 4.

Rappelons que la restitution de référence a pour caractéristiques :

- une résolution horizontale de 100m et une résolution verticale de 60m
- un domaine de 80 km de longueur et de 17 km d'altitude

Ces caractéristiques sont celles de la majorité des restitutions effectuées à partir des champs de vent synthétiques. Les conditions initiales de température, de pression et d'humidité sont issues du radiosondage de Parakou du 27 juillet 2006 à 16h. Le champ de vent est le champ de vent synthétique de référence.

Pour les précipitations glacées, le critère de détermination de l'espèce précipitante est le rapport de mélange en glace q_g :

- $q_g > 3,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Graupels (Lump) (**Lum2**) ;
- $1,5 < q_g < 3,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Neige (Agrégats) (**AggIa**) ;
- $q_g < 1,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Neige (Agrégats) (**AggIb**).

Il y a deux types d'agrégats qui correspondent à des cristaux de neige. Ils ont des relations masse-diamètre très proches et se différencient par leur relation vitesse-diamètre (cf figure A.4) Pour ces trois types de glace précipitante, les coefficients des relations masse-diamètre et vitesse-diamètre sont définis dans l'annexe A. Pour la distribution en taille des cristaux, on a utilisé une distribution en exponentielle de type Marshall Palmer Marshall et Palmer (1948) avec $\nu = 1$, $\alpha = 1$ et $x = -1$, sauf pour les Graupels (**Lum2**) où $x = 0,5$.

La détermination du critère sur le rapport de mélange c'est fait à partir des restitutions avec le champ de vent synthétique de référence. Les contenus en glace les plus importants ($q_r > 3,5 \text{ g.kg}^{-1}$) associés à la convection sont ceux où la probabilité d'avoir des graupels est la plus importante. A l'avant de la ligne de grains et en altitude ($Z > 12 \text{ km}$), la ou a la plus de probabilité d'avoir de petits cristaux de glace, on retrouve des contenus en glace inférieurs à $1,5 \text{ g.kg}^{-1}$.

La figure 2.6 présente les cinq variables résolues par le modèle diagnostique. A savoir

le rapport de mélange des nuages glace et liquide (cf figures 2.6(a) et 2.6(b)), le rapport de mélange des précipitations glacées et liquides (cf figures 2.6(c) et 2.6(d)) et enfin le rapport de mélange en eau totale (cf figures 2.6(e)). On rappelle que la dynamique du champ de vent de référence peut être associée au début du stade de dissipation d'une ligne de grains (cf figure 3.13) par la présence d'une seule cellule de convection active (entre $x=19$ et $w=26$ km) et d'une partie stratiforme importante ($x>26$ km). Par contre en terme d'intensité de l'ascendance, le champ de vent est plutôt caractéristique d'une ligne de grains mature.

Le nuage glace (cf figure 2.6(a)) se situe en altitude, globalement au dessus de 10 km, avec un maximum de contenu dans la convection de l'ordre de $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ ($x=20$ km et $z=12$ km). Dans la réalité, le nuage glace descend plus bas que l'altitude de 10 km, ce qui montre que l'autoconversion du nuage glace en neige est trop active dans le modèle. Il en résulte qu'aux basses altitudes, tout le nuage glace est converti en neige. Et si le processus d'autoconversion est contraint dans le modèle à être moins actif en réduisant le paramètre d'efficacité de l'autoconversion, c'est la production de neige qui est sous-estimée. Cette compétition entre neige et nuage glace nous a contraint de choisir une sous-estimation du nuage glace en dessous de 10 km d'altitude afin de favoriser la restitution du contenu en glace précipitante dont découle le taux de pluie. Le nuage liquide (cf figure 2.6(b)) se retrouve principalement dans l'ascendance ($x=20$ km) et dans la partie stratiforme en dessous de l'isotherme 0° C . Le maximum de nuage liquide entre 3 et 4 km d'altitude dans la convection est de l'ordre de 2 g.kg^{-1} .

Pour la glace précipitante (cf figure 2.6(c)), on retrouve un maximum de contenu dans la convection ($x=22$ km) entre l'isotherme 0° C et 7 km d'altitude, ce maximum de 4 g.kg^{-1} est associé à des graupels. En dehors de la convection, dans la partie stratiforme, les précipitations glacées sont associées à de la neige avec des contenus supérieurs à 3 g.kg^{-1} entre 6 et 8 km d'altitude. Pour la pluie (cf figure 2.6(d)), les contenus sont plus faibles que pour la glace précipitante. On retrouve des contenus de l'ordre de 3 g.kg^{-1} dans la convection ($x=22$ km) et des contenus inférieurs à 1 g.kg^{-1} dans la partie stratiforme.

Enfin le contenu total en eau (cf figure 2.6(e)) est la dernière des variables résolues par le modèle diagnostique. Le contenu total en eau correspond à la somme des contenus en

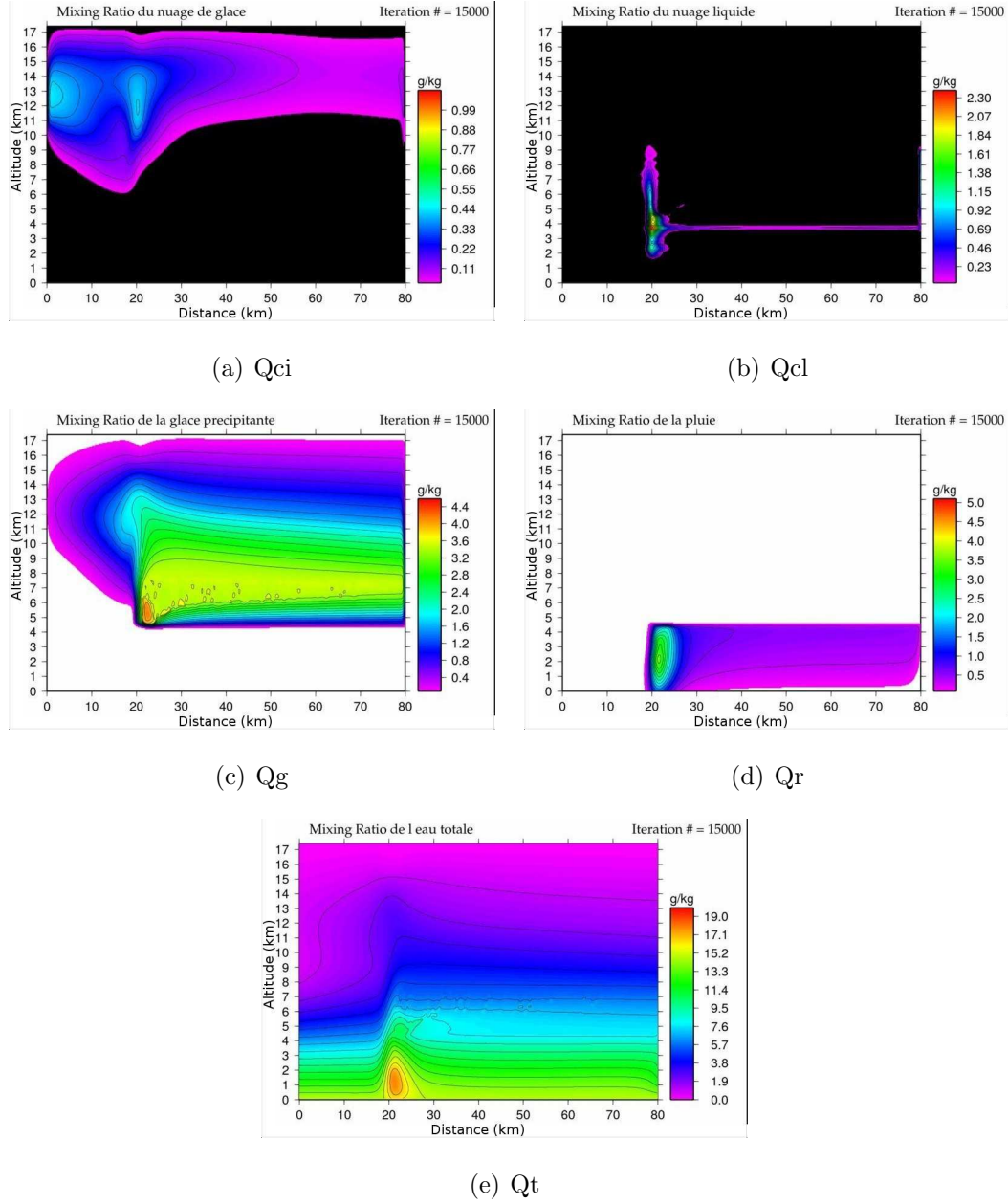
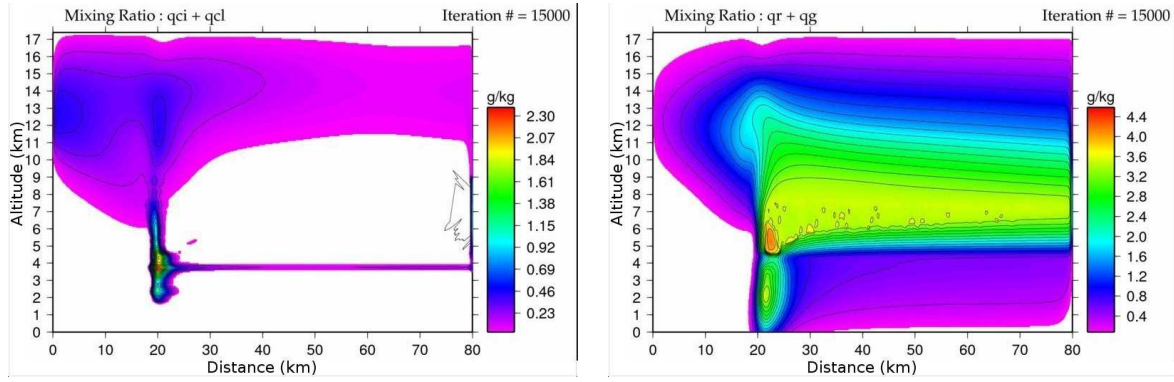


FIG. 2.6 – Résultats de la restitution microphysique de référence I : Rapport de mélange des variables résolues ($g.kg^{-1}$) par le modèle diagnostique a) Nuage glace b) Nuage liquide c) Glace précipitante d) Pluie e) Eau totale.

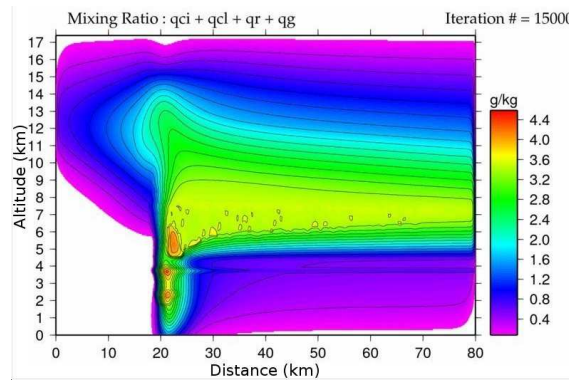
nuage, précipitations et vapeur d'eau. Son maximum est localisé dans la convection. Si l'on regarde l'évolution du contenu en eau le long de la ligne de grains, on retrouve l'évolution constatée avec les radiosondages (cf figure 2.4), c'est à dire l'advection de l'humidité des

basses couches (inférieures à 4 km) en altitude (jusqu'à 8 km).

Dans la suite de cette étude, nous utiliserons souvent une combinaison des variables résolues, à savoir le contenu en nuage (**Nuage**), qui est la somme du rapport de mélange en nuage liquide et du rapport de mélange en nuage glace, et le contenu en précipitations (**Preci**), qui est la somme du rapport de mélange en pluie et du rapport de mélange en glace précipitante. Nous utiliserons aussi la variable qui correspond au contenu condensé (**cond**). Elle représente la somme des contenus en nuages et en précipitations et correspond au contenu en eau totale moins la vapeur d'eau. Ces variables "globales" (somme de plusieurs variables) sont présentées dans la figure 2.7.



(a) Rapport de mélange des nuages ($g.kg^{-1}$) (b) Rapport de mélange des précipitations ($g.kg^{-1}$)



(c) Rapport de mélange en eau condensée ($g.kg^{-1}$)

FIG. 2.7 – Résultats de la restitution microphysique de référence **I** : Rapport de mélanges des variables "globales" a) Nuages b) Précipitations c) Eau condensée = Eau totale - Vapeur d'eau.

La vitesse moyenne de chute est aussi calculée par le modèle (cf figure 2.8). Elle est utilisée notamment dans le calcul des différents processus et dans les équations de continuité du contenu en eau. Les gouttes de pluies ont des vitesses de chutes nettement supérieures aux cristaux de neige. Les vitesses moyennes de chutes de la pluie varient entre 3 et 5 $m.s^{-1}$ dans la partie stratiforme et entre 5,5 et 7 $m.s^{-1}$ dans la convection. Alors que pour la neige, la vitesse moyennes de chute est de l'ordre de 0,5 $m.s^{-1}$, et de l'ordre de 3 $m.s^{-1}$ pour les graupels.

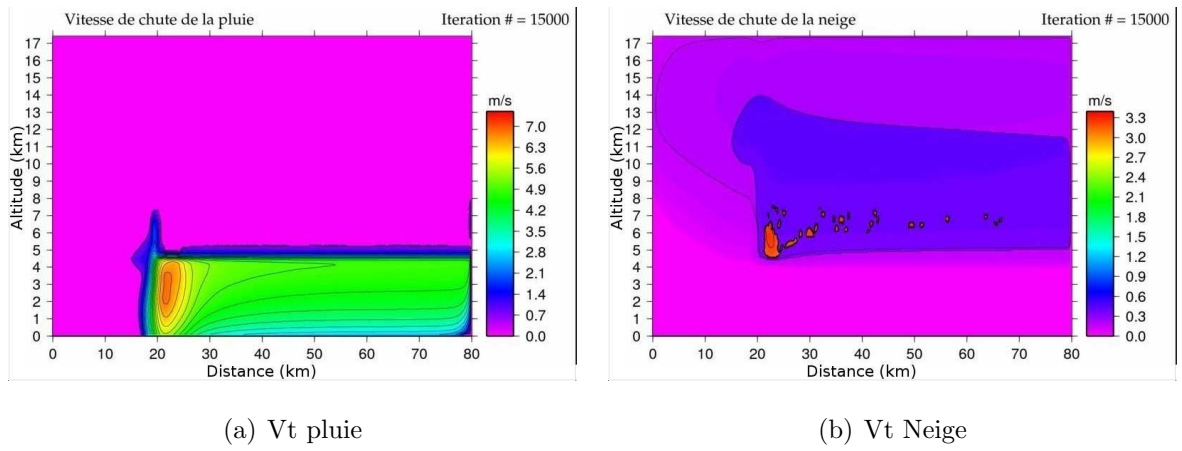
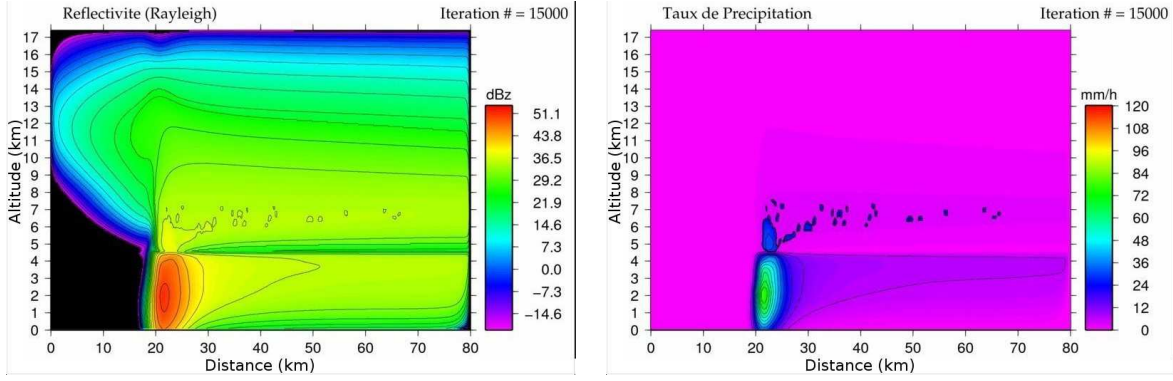


FIG. 2.8 – Résultats de la restitution microphysique de référence **I** : Vitesses moyennes de chute ($m.s^{-1}$) des hydrométéores calculées par le modèle pour a) la pluie et b) la neige

En plus des variables résolues par la méthode de restitution microphysique, d'autres variables sont diagnostiquées par le modèle, comme la réflectivité radar ou le taux de précipitation (cf figure 2.9). Ces variables diagnostiquées sont importantes car elles permettent une comparaison directe avec les données.

On notera que la forte réflectivité dans la partie convection est comparable aux figures de réflectivités du RONSARD (cf figure 3.6(c)). La partie convective est caractérisée par des réflectivités de 50 dBz, alors que la partie stratiforme est caractérisée par des réflectivités de 40 dBz. Les taux de pluies sont conformes aux classifications polarimétriques (Evaristo, 2009) qui nous indiquent différents classes de pluie en fonction du taux de précipitations. Ainsi on retrouve des taux de pluie supérieurs à 30 $mm.h^{-1}$ dans la convection, moins de 10 $mm.h^{-1}$ dans la partie stratiforme.



(a) Réflectivité - Z (dBz)

(b) Taux précipitant - RR ($mm.h^{-1}$)

FIG. 2.9 – Résultats de la restitution microphysique de référence **I** : Variables diagnostiquées a) la réflectivité (dBz) b) le taux de précipitation ($mm.h^{-1}$).

Les résultats de cette restitution avec un champ de vent synthétique sont cohérents avec les observations. Ils valident l'utilisation ultérieure de champs de vent synthétiques pour l'extrapolation des données réelles ou pour tester l'influence de la dynamique sur la microphysique.

2.3.2 Restitution de référence avec résolution de la température (II)

La restitution de référence (Température fixée [1]) a surtout été utilisée pour les tests de sensibilité. Les restitutions des chapitres 3 et 4 utilisent des données et des paramètres différents. En particulier, dans ces restitutions, la température n'est pas fixée, mais résolue. La restitution de référence [II] a les mêmes caractéristiques que la restitution de référence [I]. La seule différence avec la restitution de référence [I] est la résolution de l'équation pour la température.

Pour la restitution I, la température reste fixe et égale à la valeur du radiosondage de Parakou du 27 juillet à 16h. Pour la restitution II, la température est modifiée par les processus microphysiques. La figure 2.10 montre les taux de refroidissement et de réchauffement dus aux processus microphysiques. Comme pour le processus de condensation, les échanges de chaleur latente calculés à partir de la condensation présentent une struc-

ture en bande. Cette structure est principalement due à une instabilité numérique dans les zones proches de 100 % d'humidité relative, la valeur du processus PVCON changeant de signe quand l'humidité relative est supérieure à 100 %. Pour s'affranchir de cette instabilité numérique et s'intéresser aux valeurs moyennes des échanges de chaleurs, la figure 2.10 n'a pas la même grille que les autres figures, on a fait la moyenne pour avoir une grille de dimension 500m x 300m.

Sur cette figure on peut voir que toute la colonne convective est réchauffée surtout par la condensation ($X = 20$ km) sauf en dessous d'un kilomètre où l'évaporation refroidit l'atmosphère avec un maximum de refroidissement de 0.03 K.s^{-1} . Dans la partie stratiforme. L'évaporation refroidit aussi les basses couches (en dessous de 3,5 km). La fonte refroidit sous l'isotherme 0° C , et l'agrégation de la pluie par la neige réchauffe l'atmosphère au dessus de l'isotherme 0° C .

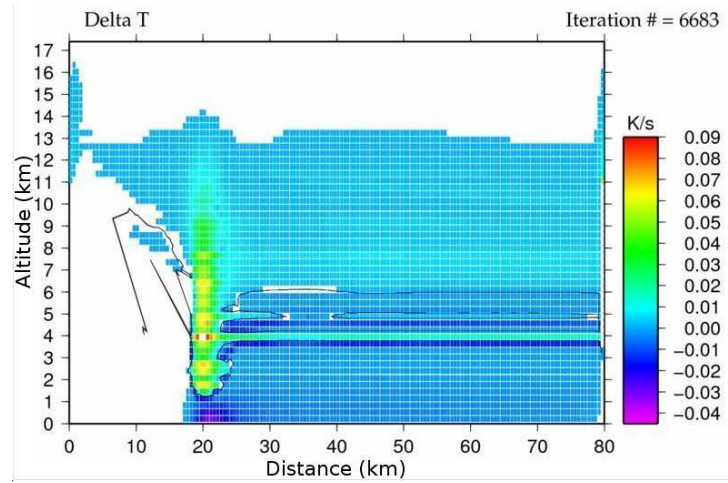
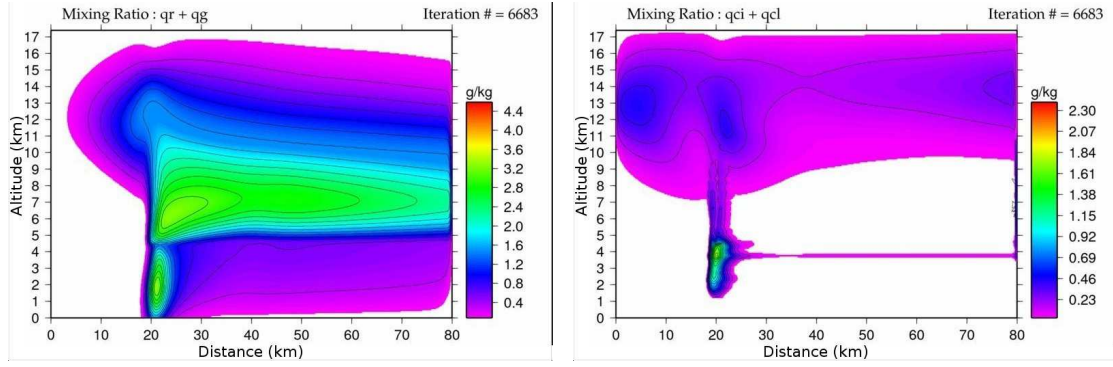


FIG. 2.10 – Taux de refroidissement/réchauffement Total (K.s^{-1}) pour la simulation de référence II. L'isocontour représente $\Delta T = 0$

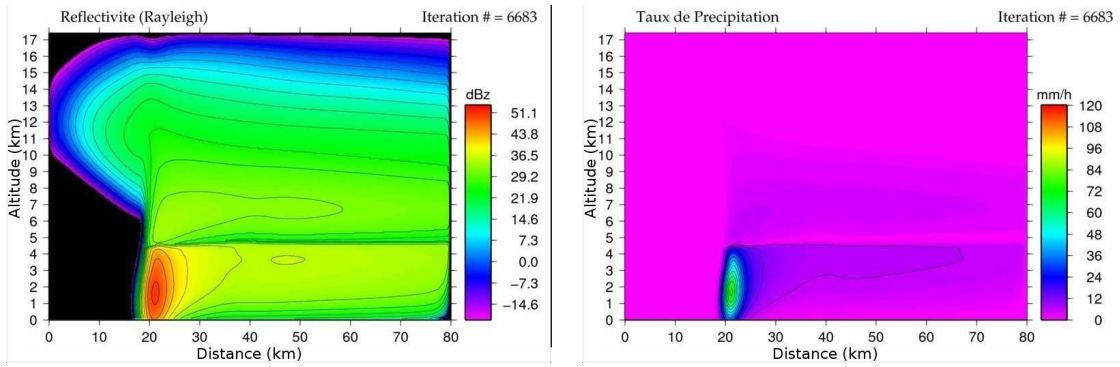
Cette modification du champ de température va elle même modifier les champs microphysiques. Une des principales différences observées (cf figure 2.11) avec la restitution de référence I est la diminution du contenu en eau au sein de la convection. En effet, le refroidissement dans les basses couches et notamment en bas de la convection ($x = 22$ et $z < 3\text{ km}$), du à l'évaporation, va limiter l'intensité de la convection, le refroidissement provoquant une augmentation de la saturation et un abaissement de l'altitude minimale

du nuage liquide.

La figure 2.11 montre les rapports de mélange en précipitations (2.11(a)), en nuages (2.11(b)), ainsi que la réflectivité (2.11(c)) et le taux de précipitations (2.11(d)). Globalement, les champs restitués ou diagnostiqués sont assez semblables à ceux de la restitution de référence [I]. Les principales différences se trouvent dans la convection, où le contenu en glace est plus faible, et où on ne trouve plus de graupels. Associée à cette diminution du contenu en glace on a une diminution des précipitations. A l'inverse, les précipitations sont plus importantes dans la partie stratiforme, et le nuage glace est globalement plus important.



(a) Rapport de mélange des précipitations ($g.kg^{-1}$) (b) Rapport de mélange des nuages ($g.kg^{-1}$)



(c) Réflectivité Z (dBZ) (d) Taux de précipitation ($mm.h^{-1}$)

FIG. 2.11 – Résultats de la restitution microphysique de référence **II** : Rapport de mélange en $g.kg^{-1}$ des a) Précipitations b) Nuages. c) Réflectivité (dBZ) d) Taux de pluie $mm.h^{-1}$

L'avantage de l'utilisation d'un modèle par rapport aux observations radars ou autres mesures microphysiques est de pouvoir obtenir facilement des champs d'autres variables physiques ou microphysiques non mesurables. Ainsi la figure 2.12 présente les échanges de chaleur latente dus à la fonte et à la congélation (2.12(a)) et le refroidissement dû à l'évaporation (2.12(b)). Les discussions sur les échanges de chaleur au sein de la ligne de grains seront développées dans le chapitre 3. La figure 2.12(c) représente la répartition des processus les plus actifs à l'exclusion de la condensation et du dépôt de vapeur qui sont les processus dominants. Pour chaque point de grille du modèle, on détermine le processus le plus actif comme étant le processus dont le taux de production en $g.kg^{-1}$ est le plus important. Une discussion de la distribution de ces différents processus sera présentée plus en détails dans la section 3.5.3.

Les deux premières figures (2.12(a) et 2.12(b)) indiquent un réchauffement au dessus de l'isotherme $0^{\circ} C$ dû à la congélation et au givrage et un refroidissement au niveau de l'isotherme $0^{\circ} C$ dû à la fonte de la neige. Juste derrière la convection ($x=24$ km) nous avons un refroidissement maximal dû à l'évaporation des précipitations. Ces résultats sont en accord avec Hauser *et al.* (1988).

La coupe de répartition des processus 2.12(c) sera discutée plus en détails dans la section 3.5.3. Comme on le démontrera, quelle que soit la restitution effectuée (champ de vent synthétique ou réel) la répartition spatiale des processus est semblable, et seulement modulée par la dynamique.

2.3.3 Validation du modèle

Avant de présenter les résultats de l'étude de sensibilité du modèle diagnostique, nous allons valider ce dernier. Les restitutions de référence présentent des caractéristiques communes avec les observations du RONSARD. Pour aller plus loin dans la validation, nous avons comparé les restitutions de référence avec les résultats de Szeto et Cho (1994a) sur la simulation numérique des lignes de grains et les résultats de Braun et Houze (1994) et (1995) sur la restitution des lignes de grains et des profils verticaux d'hydrométéores. Le modèle utilisé par Szeto et Cho (1994a) est un modèle de nuage 2D, avec une fonction de distribution exponentielle, et trois types d'hydrométéores précipitants : la pluie, la neige

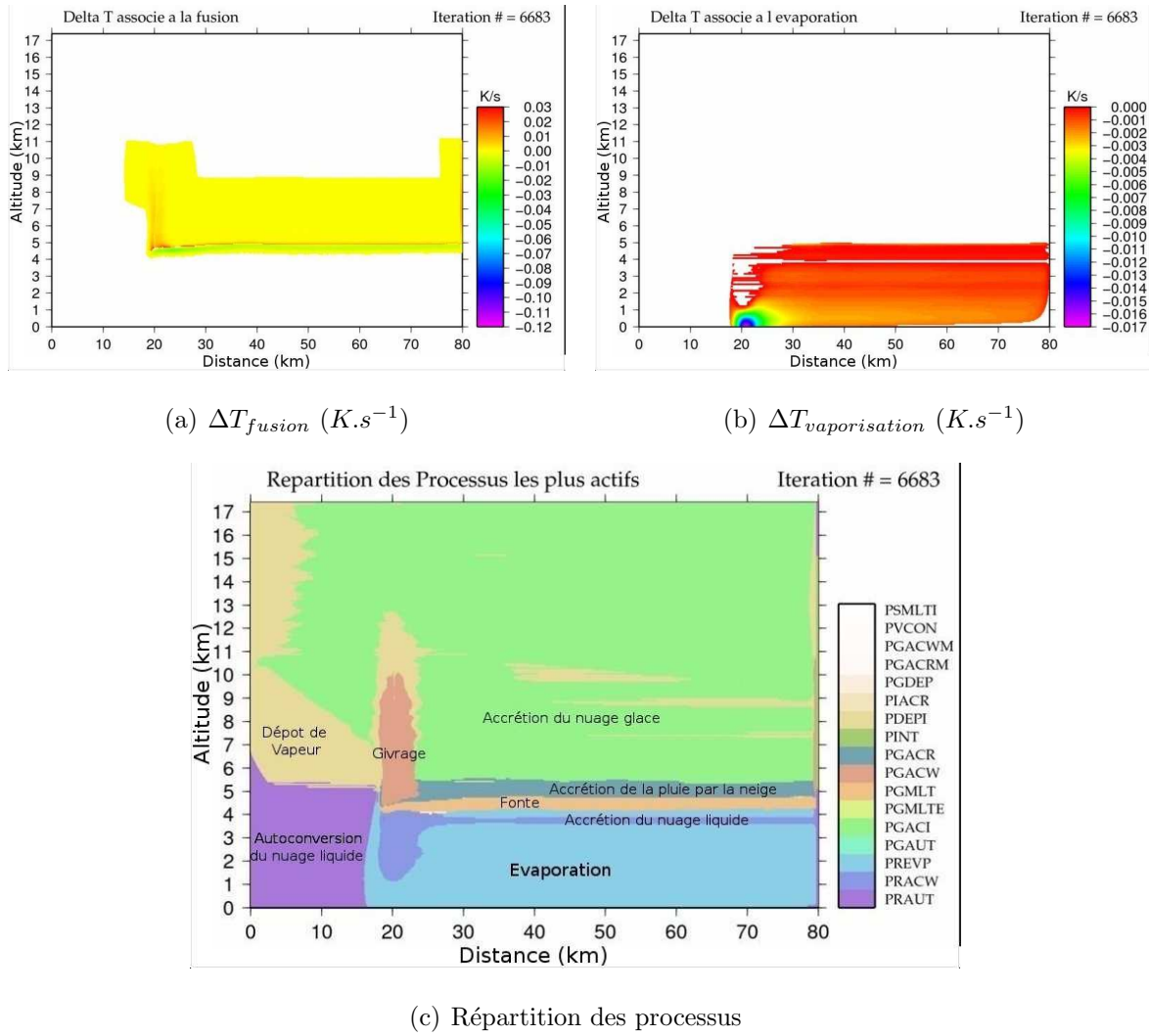
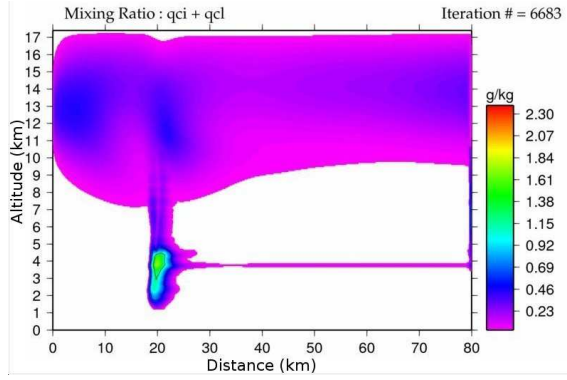


FIG. 2.12 – a) ΔT_{fusion} : Taux de refroidissement/réchauffement dû aux processus de fonte et de congélation b) $\Delta T_{vaporisation}$; Taux de refroidissement/réchauffement dû au processus d'évaporation. c) Répartition des processus microphysique les plus actifs pour la restitution avec le champ de vent synthétique de référence.

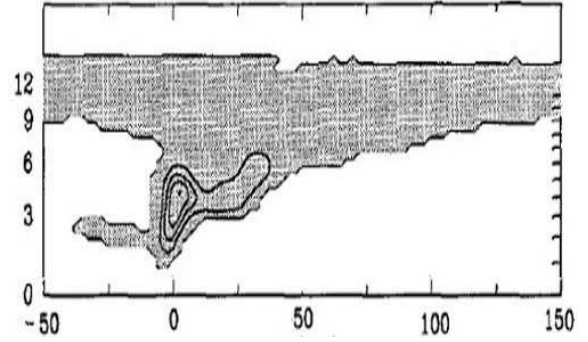
et les graupels. Enfin les processus pris en compte sont : l'évaporation/condensation, le dépôt de vapeur/sublimation, la fonte/congélation, la coalescence, l'accrétion et le givrage.

Les figures 2.13 et 2.14 présentent une comparaison des rapport de mélange des nuages et des précipitations avec les restitutions de Szeto et Cho (1994a).

Si l'on regarde le rapport de mélange des nuages liquides et solides (cf figure 2.13), on note un maximum de nuage liquide dans l'ascendance avec un rapport de mélange



(a) Rapport de mélange du nuage

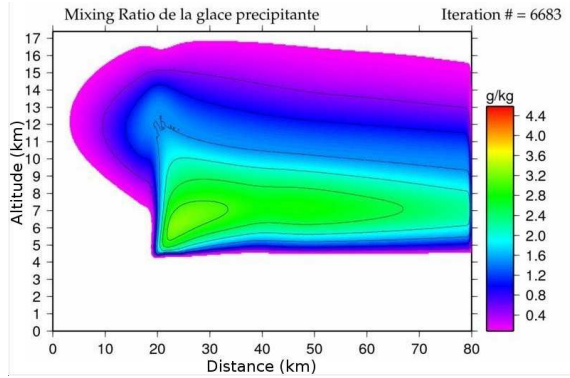


(b) Restitution de Szeto et Cho : Nuage

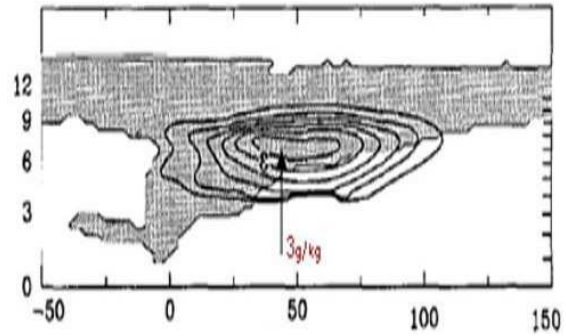
FIG. 2.13 – Comparaison avec la simulation numérique de Szeto et Cho (1994a) pour le rapport de mélange en nuage liquide ($g.kg^{-1}$). L'intervalle des contours est de $0,6 g.kg^{-1}$

maximum de l'ordre de $2 g.kg^{-1}$, et un développement du nuage glace au dessus de 9 km d'altitude.

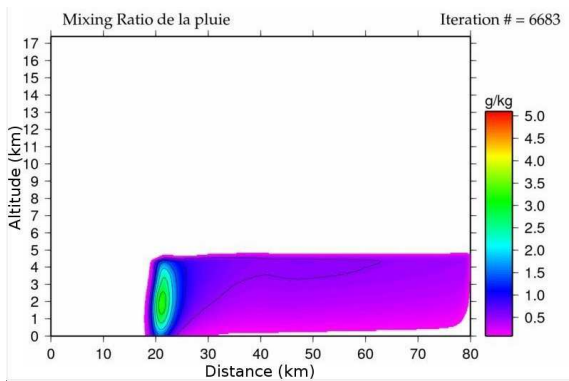
Pour les précipitations glacées (cf figure 2.14), la neige est présente dans la partie stratiforme entre 5 et 9 km d'altitude avec un maximum de $3 g.kg^{-1}$, dans la partie convective de la restitution microphysique (pour x compris entre 20 et 30 km), les forts rapports de mélange sont associés à la présence de graupels distincts de la neige dans les restitutions de Szeto et Cho (1994a). Pour la pluie (cf figures 2.14(c) et 2.14(d)) , on observe dans les 2 cas un maximum de précipitations dans la convection avec un rapport de mélange supérieur à $3 g.kg^{-1}$, et des faibles précipitations dans la partie stratiforme avec un rapport de mélange de l'ordre de $1 g.kg^{-1}$.



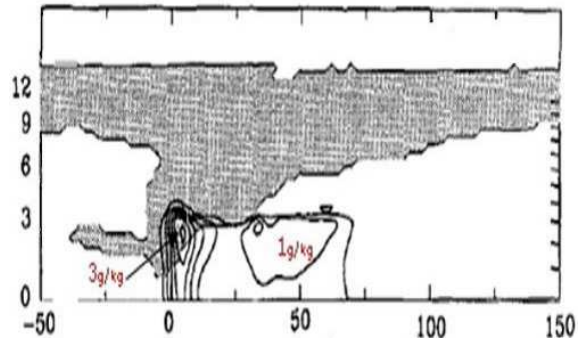
(a) Rapport de mélange en neige



(b) Restitution de Szeto et Cho : neige



(c) Rapport de mélange en pluie



(d) Restitution de Szeto et Cho : pluie

FIG. 2.14 – Comparaison avec la simulation numérique de Szeto et Cho (1994a) pour les rapports de mélanges en neige et en pluie ($g.kg^{-1}$). L'intervalle des contours est de $0,5 g.kg^{-1}$

Une autre étude permet de valider nos résultats. Les restitutions microphysiques de lignes de grains de Braun et Houze (1994). Cette étude est basée sur les travaux de Hauser *et al.* (1988). La figure 2.15(b) présente le rapport de mélange en précipitation restitué à partir d'une dynamique simulée par Fovell et Ogura (1988). Comme précédemment, le rapport de mélange en pluie est maximal dans la convection et supérieur à 2 g.kg^{-1} . Pour le rapport de mélange en neige, le maximum se situe juste après la convection ($x=20\text{-}30 \text{ km}$) autour de 6 km d'altitude (cf figure 2.15(b)). On notera que les isocontours de Braun et Houze (1994) sont assez proches de ceux restitués avec le champ de vent synthétique (cf figure 2.15(a)).

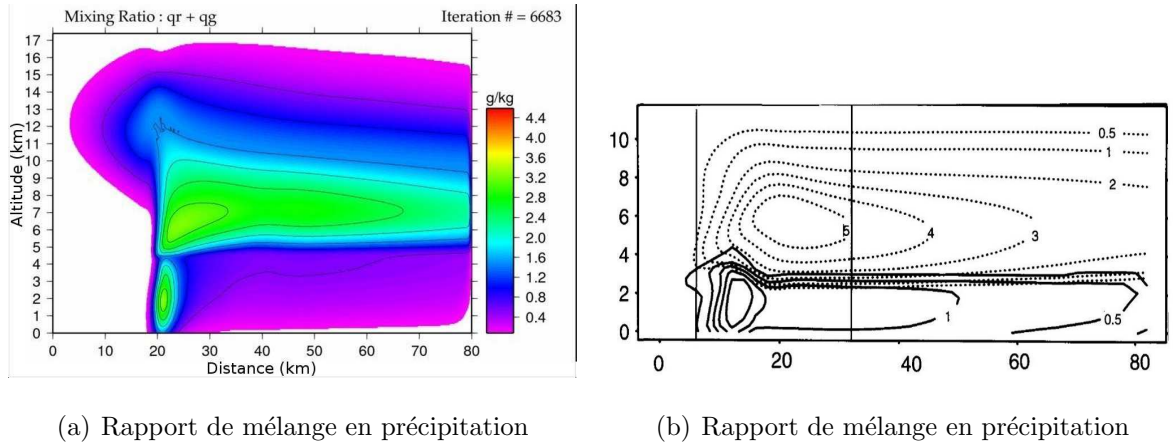


FIG. 2.15 – Comparaison avec la restitution de Braun et Houze (1995). a) rapport de mélange en précipitation (g.kg^{-1}) de la simulation II. b) Rapport de mélange en pluie (traits pleins) et en précipitation glacée (traits pontillés) pour la restitution de Braun et Houze (1995). L'intervalle des contours est de $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$

Ces premières comparaisons de nos restitutions permettent de valider l'application du modèle aux lignes de grains, puisque les champs microphysiques de par leur répartition et leur intensité sont en accord avec ceux de Szeto et Cho (1994a) et Braun et Houze (1994) et (1995). La comparaison avec les observations sera développée plus en détails dans l'étude de cas du chapitre 3.

2.4 Tests de performance du modèle

Les restitutions de références ont permis de montrer que la méthode de restitution microphysique était en accord avec les observations et d'autres études comme Szeto et Cho (1994a) et Braun et Houze (1994) et Braun et Houze (1995). La méthode améliorée est donc fonctionnelle pour les lignes de grains. Il est donc possible de conduire une étude de sensibilité du modèle microphysique à différents paramètres.

Cette étude a pour but de déterminer les points forts et les faiblesses du modèle. Les hypothèses de bidimensionnalité, de stationnarité et la prise en compte d'un petit nombre d'espèces de glace peuvent être limitantes dans certaines conditions. L'étude de sensibilité doit vérifier que le modèle a été amélioré de façon cohérente, et que les hypothèses du modèle ne sont pas contradictoires avec les conditions dynamiques, de température et d'humidité classiques d'une ligne de grains. L'étude de sensibilité permet aussi de déterminer les paramètres du modèle les plus adaptés à des conditions dynamiques, de température et d'humidité très variables (cf les différents radiosondages de Parakou, figure 2.3)

La résolution de la température potentielle peut être désactivée, la température devient alors un paramètre fixe. Bien que de nombreux processus soient responsables d'échanges de chaleur latente et par conséquent de modification de la température (évaporation, sublimation ...), nous avons fait le choix dans certains tests de sensibilité de ne pas résoudre la température afin de pouvoir interpréter l'influence des paramètres étudiés.

2.4.1 Optimisation des paramètres du modèle

Un des points importants de l'étude de sensibilité du modèle, est l'étude de l'influence de la taille du domaine ou du nombre d'itérations. En effet, en principe les résultats du modèle microphysique ne doivent pas dépendre de la taille du domaine étudié, ni du nombre d'itérations, une fois la convergence atteinte. Ces tests doivent aussi nous permettre de déterminer les paramètres du modèles les mieux adaptés (résolution , diffusion ...) aux conditions tropicales.

La variable sur laquelle on présente la plupart des tests de sensibilité qui suivent est le rapport de mélange en eau précipitante, parce que c'est la variable sur laquelle on a un

point de comparaison avec le radar, mais c'est aussi la variable importante d'un point de vue humain, et la plus difficile à prévoir dans les modèles météorologiques. Néanmoins les tests ont été faits sur l'ensemble des variables restituées.

L'influence de la résolution de la température a été mise en évidence avec les restitutions de références I et II. Les restitutions suivantes sont toutes effectuées sans la résolution de la température. Cela permet de déterminer l'influence des différents paramètres étudiés. Les restitutions suivantes sont directement comparable avec la restitution de référence I.

Diffusion

Le paramètre de diffusion K_{diff} permet de représenter les processus de diffusion par les mouvements sous-maille. Sa valeur est d'autant plus importante que le gradient de vent est fort. La valeur moyenne retenue pour les restitutions est de $1500 \text{ m}^2.s^{-1}$. Cette valeur est supérieure à la valeur calculée, la diffusion joue le rôle d'amortisseur dans la résolution du modèle microphysique. Si le paramètre de diffusion est trop faible, les forts gradients de vent vont entraîner des forts gradients de précipitations physiquement discutables. À l'inverse si le paramètre de diffusion est trop fort, on va négliger les termes d'advection et de sédimentation par rapport à la diffusion. Une bonne valeur de paramètre de diffusion est donc importante pour permettre la résolution du modèle diagnostique avec une solution physiquement acceptable.

L'influence de la diffusion est surtout visible lorsque le nombre d'itérations varie. Mais les restitutions sont aussi sensibles à la valeur de ce paramètre de diffusion. La figure 2.16 montre l'influence du paramètre de diffusion K_{diff} sur les restitutions.

La résolution spatiale étant fine, on peut utiliser un paramètre de diffusion inférieur à $1500 \text{ m}^2.s^{-1}$ (cf figure 2.16(a)). Par contre si on prend un paramètre de diffusion nettement supérieur à $1500 \text{ m}^2.s^{-1}$ (cf figures 2.16(c) et 2.16(d)), la diffusion va être sur-représentée par rapport à l'advection et à la sédimentation. On a une accumulation de la glace précipitante dans la convection, et des pluies faibles en bas de la convection.

Dans tous les cas, la diffusion agit au fil des itérations et déformer les champs microphysiques, d'où l'importance de déterminer un critère d'arrêt pertinent pour limiter l'influence de la diffusion. Une autre approche est de moduler la valeur du paramètre de

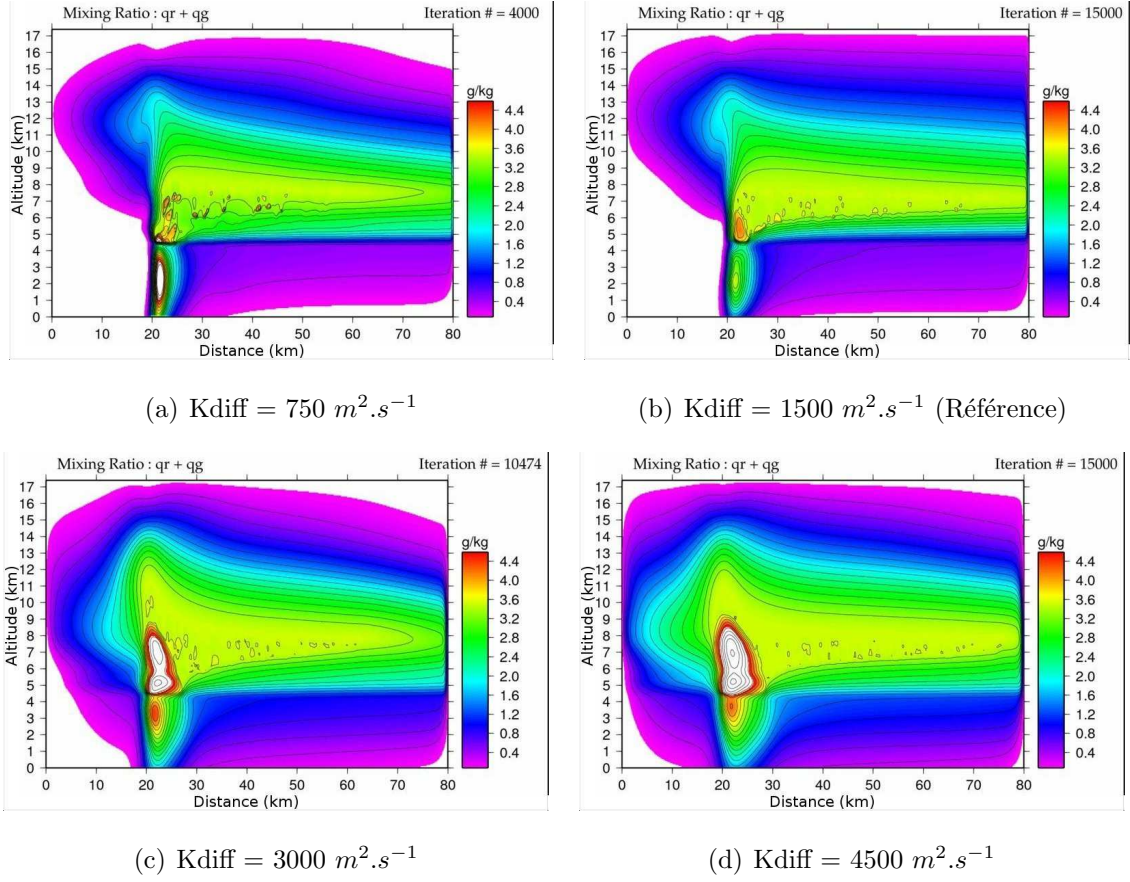


FIG. 2.16 – Rapport de mélange en précipitations (g.kg^{-1}) en fonction du paramètre de diffusion : K_{diff}

diffusion en fonction du nombre d'itérations. La valeur de K_{diff} peut être réduite une fois l'initialisation des processus effectuée.

Pour les champs de vent synthétiques la valeur calculée d'après la méthode de Smagorinsky (1963) est inférieure à $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Pour les champs de vent du RONSARD elle peut atteindre $500 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Ces valeurs du paramètre de diffusion ne permettent pas la convergence du modèle. On a donc utilisé la valeur de $1500 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ déterminée d'après les tests comme une valeur "basse" du paramètre de diffusion permettant la convergence du modèle. Cette valeur est celle utilisée par Hauser *et al.* (1988) pour les lignes de grains, mais avec une résolution différente des champs de vent. Pour certaines restitutions, on peut utiliser une valeur inférieure à $750 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (cf figure 2.16(a)), mais c'est la valeur de $1500 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ qui a été retenue car elle permet la convergence du modèle dans une plus

grande diversité de conditions initiales. Cette forte valeur (1500 m.s^{-1}) du paramètre de diffusion par rapport aux valeurs calculées en fonction des caractéristiques du champs de vent permet la convergence du modèle sans avoir une influence trop forte sur le lissage des champs microphysique. En effet, lorsque l'on regarde la figure 2.17, on peut voir qu'une trop grande valeur de la diffusion (1500 m.s^{-1}) n'empêche pas de restituer des structures fines, ici des ascendances d'un kilomètre de largeur à $X=32 \text{ km}$ et $X=46 \text{ km}$. D'une manière générale on peut donc considérer que les champs microphysiques sont lissés à cause des champs de vents initiaux lissés, et non pas à cause d'une trop forte diffusion.

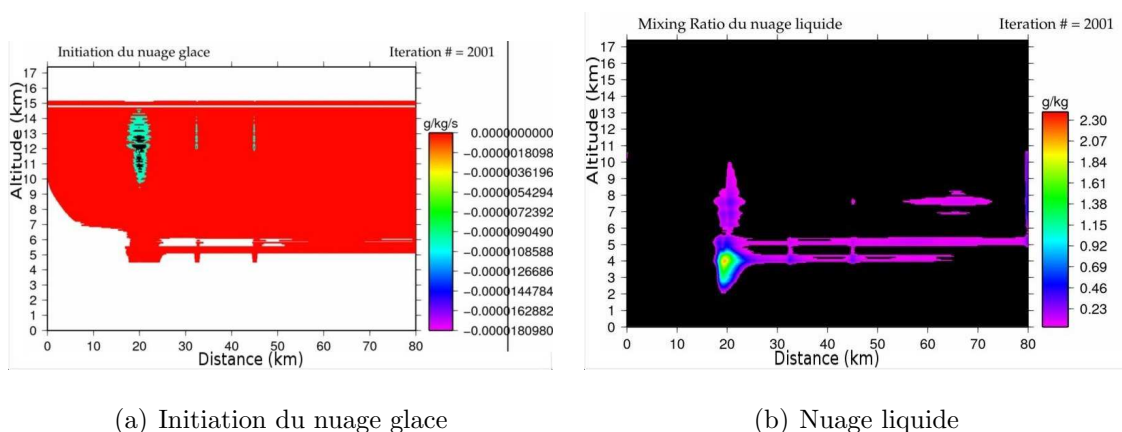


FIG. 2.17 – a) Initiation du nuage liquide b) Nuage liquide pour une restitution avec une diffusion de 1500 m.s^{-1} et des structures verticales de l'ordre de 1 km de largeur.

Une amélioration à apporter est de séparer la diffusion en 2 contributions, une contribution physique due à la diffusion proprement dite, et une contribution numérique qui joue le rôle d'amortisseur.

Résolution de la grille

Les différents tests ont montré qu'une bonne résolution spatiale du domaine de l'ordre d'une centaine de mètres est nécessaire pour obtenir la convergence de la méthode numérique. Mais toutes les données réelles n'ont pas une résolution spatiale suffisante. Pour améliorer la résolution spatiale et ainsi optimiser la convergence de la méthode numérique, on utilise la méthode MANDOP (Scialom et Lemaître, 1990) (présentée dans le chapitre

3) pour interpoler les données. Ceci ne permet pas de restituer des structures détaillées inférieures à la résolution initiale des données. Il est donc important d'avoir des données avec la meilleure résolution spatiale possible.

Comme décrit dans la section 1.2.3, le paramètre de diffusion turbulente K_{diff} dépend directement de la résolution spatiale du modèle. Or il joue un rôle important dans la convergence du modèle. Une faible résolution induit une forte valeur de K_{diff} , or une trop forte valeur de K_{diff} va donner une trop forte importance à la diffusion par rapport à l'advection ou à la sédimentation.

Avec la résolution de référence de 100 m horizontalement et de 60 m verticalement (cf figure 2.18(a)), le paramètre de diffusion a été fixé à $1500 \text{ m}^2.s^{-1}$. Avec une résolution de 500 m horizontalement et de 200 m verticalement (cf figure 2.18(b)), le paramètre de diffusion a été fixé à $6000 \text{ m}^2.s^{-1}$. La comparaison des deux restitutions (cf figure 2.18) montre bien qu'une résolution spatiale grossière, induisant une forte valeur de K_{diff} , donne trop d'importance à la diffusion. De plus elle pose des problèmes de convergence numérique du modèle.

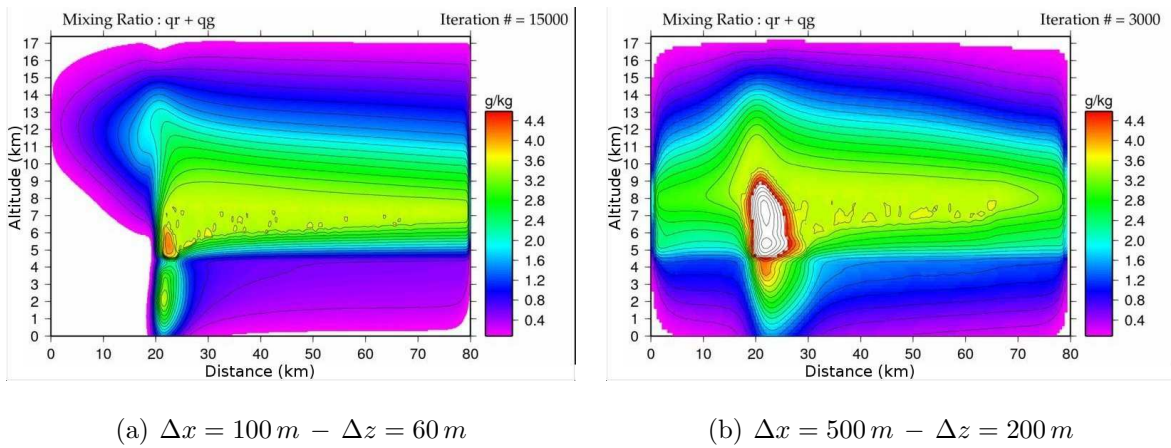


FIG. 2.18 – Rapport de mélange en précipitations en fonction de la résolution spatiale du modèle.

Nombre d'itérations

Une fois la convergence du modèle atteinte, les restitutions du modèle microphysique ne doivent plus évoluer de façon significative. Le nombre d'itérations le plus souvent nécessaire pour atteindre la convergence est compris entre 4000 et 8000. On a donc testé la stabilité du modèle une fois la convergence atteinte en augmentant le nombre d'itérations à 20000.

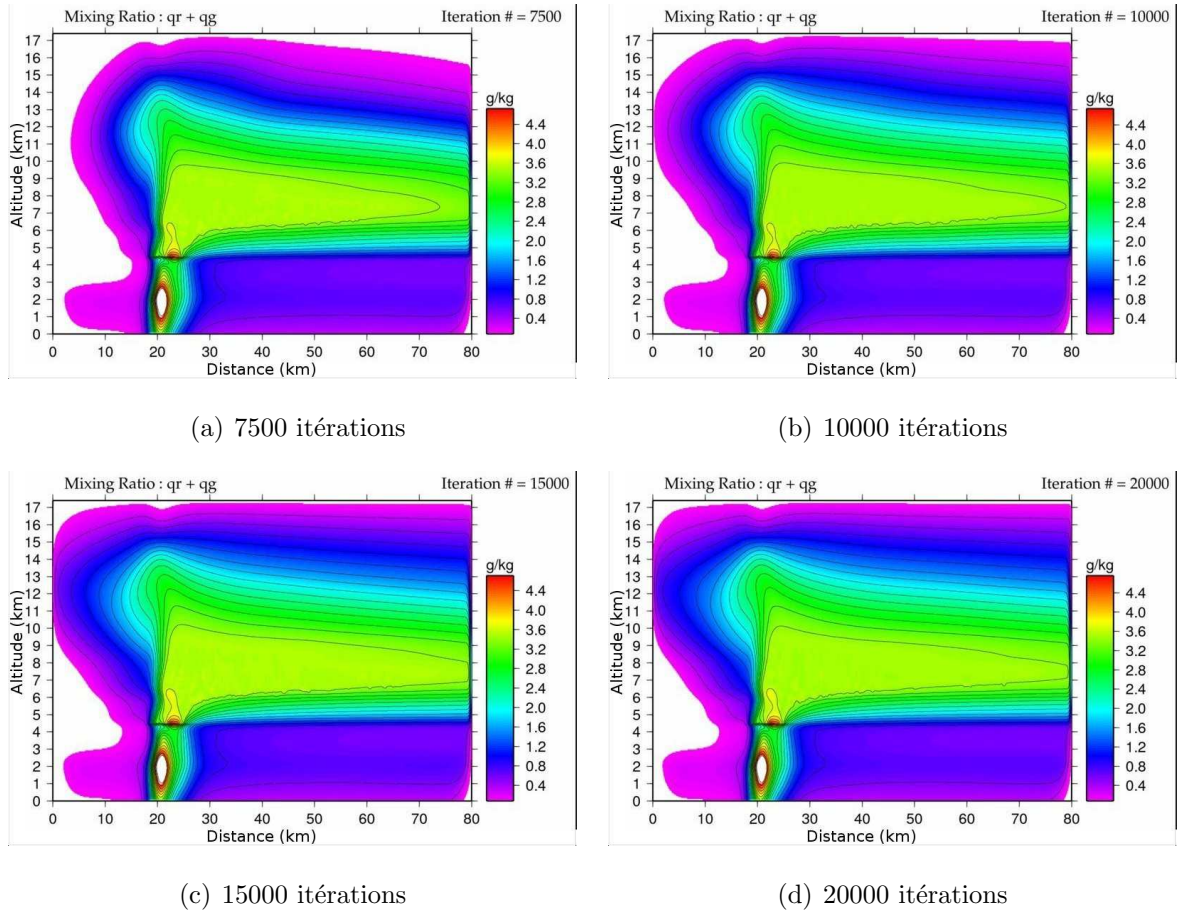


FIG. 2.19 – Rapport de mélange en précipitations ($g.kg^{-1}$) en fonction du nombre d'itérations.

Pour la restitution illustrée figure 2.19, la convergence est atteinte vers 6500 itérations. Une fois la convergence atteinte, le modèle reste stable numériquement, signe que l'équilibre entre dynamique et microphysique est atteint. On peut en effet remarquer que les rapports de mélange de l'eau précipitante n'évoluent plus (cf figure 2.19), donc les

champs de réflectivités n'évoluent plus non plus. Les valeurs de production ou de perte des différents processus restent, elles aussi, stables.

Une fois la convergence numérique atteinte, le modèle peut rester stable sur plusieurs milliers d'itérations, mais il est préférable d'arrêter la simulation dès la convergence atteinte. En effet, bien que les champs microphysiques et dynamiques soient en équilibre ou au minimum dans une configuration proche de l'équilibre, la diffusion continue d'agir. Les caractéristiques globales des champs microphysiques restent les mêmes (valeurs maximales et structure), mais la diffusion agit et étend spatialement les champs microphysiques, ce qui n'est pas réaliste. Bien que le modèle reste stable numériquement une fois la convergence atteinte, il est important d'avoir un critère d'arrêt pertinent qui stoppe la restitution à l'équilibre. La discussion de l'influence du critère d'arrêt est faite dans l'annexe D. On peut retenir qu'un critère d'arrêt pertinent est important pour limiter l'influence de la diffusion lors du processus itératif.

Taille horizontale du domaine

Pour la sensibilité à la taille du domaine, plusieurs restitutions ont été effectuées avec les mêmes paramètres microphysiques, mais dans des domaines d'étude de tailles différentes. L'utilisation du champ de vent synthétique permet d'étendre facilement le domaine d'étude horizontalement. Les équations décrites dans la section 2.1 permettent en effet d'étendre facilement la taille de la partie stratiforme sans modifier la partie convective du champ de vent.

L'influence de la taille verticale du domaine d'étude sera discutée dans la section 3.7, en comparant la restitution type aux restitutions du RONSARD.

On a comparé les résultats d'une restitution avec le champ de vent de référence à ceux d'une simulation avec un champ de vent similaire mais dont on a étendu considérablement la partie stratiforme. Ceci permet de s'assurer que le modèle n'est pas trop affecté par la taille du domaine. La partie stratiforme du champ de vent synthétique a été étendue pour que le domaine passe de 80 à 160 kilomètres de longueur dans la direction de propagation du système.

La restitution sur un grand domaine bien que présentant quelques différences avec la

simulation de référence est très proche de la simulation de référence. On peut considérer que la taille du domaine n'influence pas trop la restitution.

2.4.2 Sensibilité à la dynamique

Pour étudier la sensibilité à la dynamique, c'est le champ de vent que l'on a fait varier. L'avantage de travailler avec un champ de vent synthétique est de pouvoir maîtriser tous les paramètres, et donc de pouvoir faire varier indépendamment U et W .

Le champ de vent peut être caractérisé par trois paramètres principaux, l'intensité du flux entrant, l'intensité de l'ascendance et enfin l'intensité du flux de transport dans la zone stratiforme. La figure 2.20 montre les valeurs typiques d'intensité des vents dans l'ascendance des systèmes convectifs méso-échelles. On peut déterminer les limites de l'intensité de l'ascendance : en dessous d'une valeur minimale (5 m.s^{-1}), l'ascendance n'est pas suffisante pour développer une zone convective, et au dessus d'une valeur maximale (10 m.s^{-1}), l'intensité de l'ascendance n'est plus représentative de l'ascendance convective d'une ligne de grains. Bien sur, ces valeurs sont modulées par les conditions d'humidité, de température et surtout les propriétés plus générales du champ de vent (résolution, largeur de l'ascendance ...).

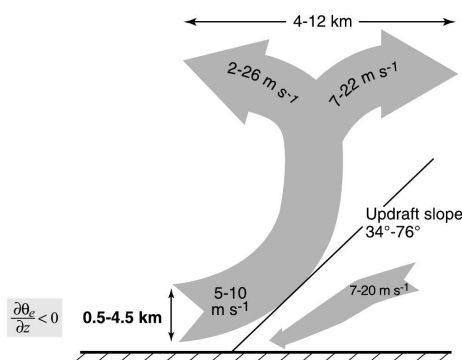


FIG. 2.20 – Circulation schématique de l'air dans la partie convective d'une MCS (Houze, 2004)

L'intensité du flux entrant ainsi que son humidité vont déterminer l'intensité en précipitation de la partie convective de la ligne de grains. Enfin, l'intensité du flux de transport

de la partie convective à la partie stratiforme va être responsable en partie du développement de la partie stratiforme.

Pour l'étude de l'influence de la dynamique, on peut faire varier C_1 dans les équations 2.2 et 2.3 et ainsi faire varier l'intensité de l'ascendance d'un mètre par seconde à une dizaine de mètres par seconde. On peut aussi jouer sur B_1 pour moduler l'intensité de U . Les tests de sensibilité ont été réalisés avec une valeur maximale de U variant de 5 à 12 m.s^{-1} . Enfin on peut faire varier C_1 et B_1 ensemble pour passer d'une petite cellule convective à une ligne de grains.

Sensibilité à U

L'intensité de la composante horizontale du vent U a une incidence directe sur l'apport d'humidité en bas de la colonne de convection, notamment par la convergence de l'air et sur le transport de la neige dans la partie stratiforme. Mais allons ici nous intéresser à l'influence de U sur le transport des hydrométéores de la colonne convective où ils sont produits vers la partie stratiforme. Pour une même valeur de l'ascendance, une variation de U va entraîner un développement plus ou moins important de la partie stratiforme. Car si U est faible, les hydrométéores ne sont pas ou peu transportés de la partie convective vers la partie stratiforme. Ils vont alors s'accumuler dans la convection, entraînant de fortes précipitations dans celle-ci.

L'accumulation des hydrométéores lorsque l'intensité de U est réduite peu être importante. On passe ainsi pour la simulation de référence ($U_{max} = 12 \text{ m.s}^{-1}$) d'un rapport de mélange maximum en glace précipitante de 4 g.kg^{-1} à un rapport de mélange maximum en glace précipitante dépassant les 6 g.kg^{-1} pour une simulation avec $U_{max} = 9 \text{ m.s}^{-1}$.

L'intensité de U influence la microphysique, mais la corrélation n'est pas linéaire. Cette dernière ne dépasse pas 0,6, ce qui signifie que moins de 60 % de la variation de certains processus (l'évaporation de la neige fondante (PGMLTE) et l'autoconversion du nuage liquide (PRAUT)) peut être expliqué par la variation de U .

Sensibilité à W

L'intensité de l'ascendance convective va directement agir sur la saturation de l'air et donc sur la production des hydrométéores. La figure 2.21 présente le rapport de mélange en précipitations en fonction de l'intensité de l'ascendance.

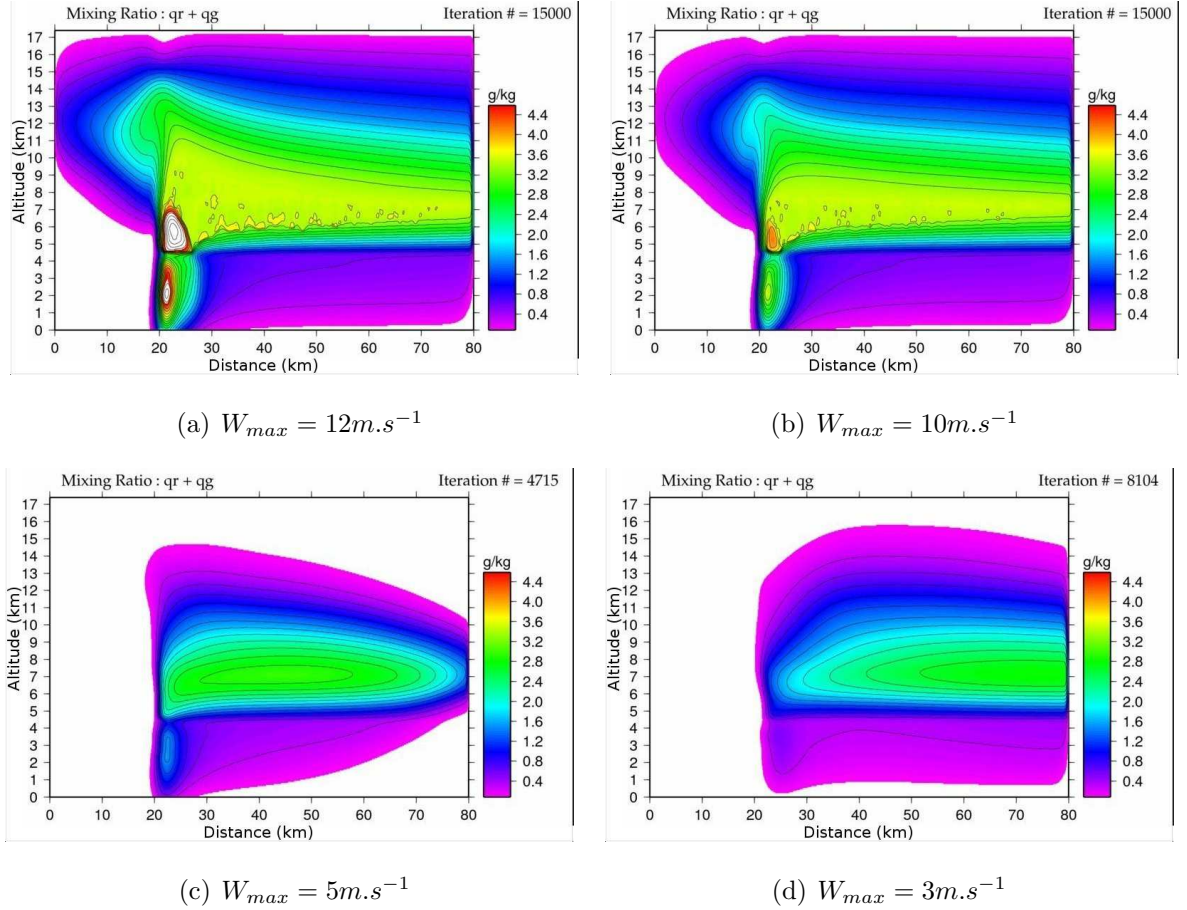


FIG. 2.21 – Rapport de mélange en précipitations ($q_g + q_r$, en $g.kg^{-1}$) en fonction de l'intensité de l'ascendance, W

Les restitutions montrent bien que dans le cas d'une forte ascendance, on obtient une colonne d'eau surfondue plus importante et une production d'hydrométéores plus importante que pour une ascendance plus faible (cf figure 2.21). Une faible ascendance va entraîner une plus faible production d'hydrométéores dans la convection, et enfin si l'ascendance est très faible ($W < 4 m.s^{-1}$) (cf figure 2.21(d)), les précipitations convectives n'apparaissent pas, et on se rapproche d'un cas uniquement stratiforme. Les tests sur

l'intensité de l'ascendance montrent que lorsque l'ascendance est faible ($W < 6 \text{ m.s}^{-1}$), il y a peu de gouttelettes liquides advectées en altitude et peu de condensation au dessus de l'isotherme 0° C , donc peu d'eau surfondue au dessus de l'isotherme 0° C . On a donc pas de givrage et donc pas de production de graupels.

Puisque l'on observe une corrélation entre la colonne d'eau surfondue, la production d'hydrométéores et l'ascendance (W), il est normal de retrouver des processus liés au nuage liquide (l'accrétion et le givrage) dans le tableau 2.2 qui donne la moyenne des processus en fonction de l'ascendance W .

Test	11	8D	6	Ref	3	R^2
W	0.061	0.085	0.134	0.207	0.256	-
PRACW	-1,18E-6	-7.69E-6	-2.24E-5	-5.38E-5	-7.54E-5	0.844
PGACW	-2.02E-5	-3.84E-5	-6.71E-5	-1.07E-4	-1.20E-4	0.791
PINT	-2.01E-8	-3.33E-8	-1.19E-7	-1.20E-7	-2.18E-7	0.813

TAB. 2.2 – Moyenne, sur tout le domaine, des différents processus ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) pour les différentes restitutions où l'on fait varier W .

Seuls les processus pour lesquelles la corrélation est élevée sont présentés.

Ainsi pour les processus liés à la condensation du nuage liquide (l'accrétion et le givrage) ou les processus liés à l'ascendance (l'initiation du nuage liquide) on observe une corrélation de près de 0,8, c'est à dire que 80 % de la variation de ces processus peut s'expliquer par l'intensité de W . Contrairement à U on trouve une meilleure corrélation entre W et certains processus microphysiques. On notera que pour une même intensité de W , l'accrétion du nuage liquide varie entre les restitutions. Cela indique que ce processus dépend pas que de W .

Sensibilité au rapport U/W

Nous venons de voir l'effet indépendant de deux des composantes du vent. Mais dans l'atmosphère, ces deux composantes peuvent varier en même temps. C'est pour cela que nous nous sommes intéressés au rapport U/W qui correspond au rapport de l'intensité du vent horizontal sur l'intensité du vent vertical.

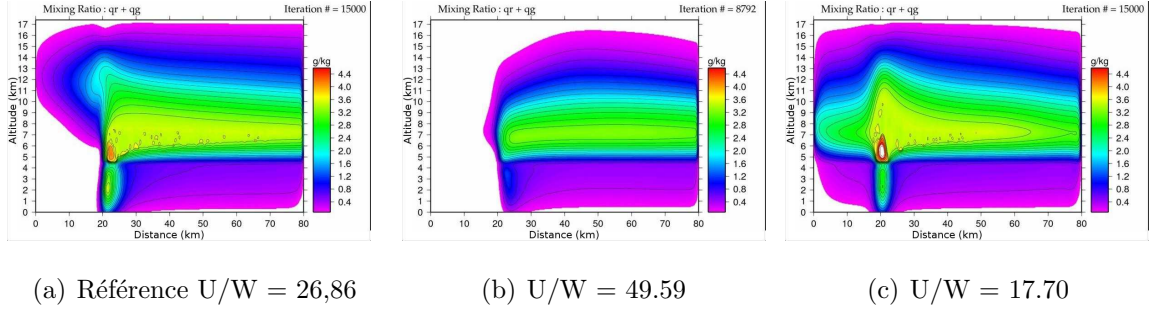


FIG. 2.22 – Rapport de mélange en précipitations ($q_g + q_r$, en $g.kg^{-1}$) en fonction de l'intensité du rapport U/W

La figure 2.22(b) montre qu'avec une faible ascendance (Rapport $U/W > 35$), la cellule de convection ne se développe pas, et les contenus de la partie stratiforme restent faibles. Par contre si l'intensité maximale du transport horizontale est plus faible que l'intensité de l'ascendance 2.22(c) (Rapport $U/W < 25$), nous obtenons une cellule de convection qui va produire des hydrométéores. Ce résultat sera expliqué et développé dans la section 2.4.2.

Test	J	8I	Ref	8G	11	R^2
U	0.96	1.51	5.56	3.51	5.03	-
W	0.21	0.08	0.21	0.08	0.06	-
U/W	4.63	17.70	26.86	41.10	82.25	-
PREVP	-1.28E-4	-9.59E-5	-9.59E-5	-7.97E-5	-3.76E-5	0.812
PGMLT	3.01E-4	2.34E-4	2.11E-4	1.95E-4	9.35E-5	0.836
PGACR	-2.E-4	-1.18E-4	-1.11E-4	-9.45E-5	-4.24E-5	0.777
PGDEP	-3.12E-4	-2.41E-4	-2.06E-4	-2.23E-4	-1.40E-4	0.657
PGACRM	1.28E-4	4.23E-5	4.32E-5	2.72E-5	5.38E-6	0.657
PSMLTI	5.85E-10	3.08E-10	2.39E-10	6.10E-10	8.47E-8	0.603

TAB. 2.3 – Moyenne, sur tout le domaine, des différents processus ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) en fonction du rapport U/W . Seuls les processus pour lesquelles la corrélation est élevée sont présentés.

Le tableau 2.3 présente la moyenne des processus en fonction du rapport U/W . Les

processus qui sont bien corrélés au rapport U/W sont notamment le dépôt de vapeur, la fonte, et l'évaporation. Pour interpréter le tableau il faut prendre garde au fait que certains processus ont une valeur négative, parce qu'ils représentent un puits et non une source. Par exemple pour le dépôt de vapeur (PGDEP) à W fixé, si U diminue, U/W diminue et PGDEP diminue, mais en valeur absolue PGDEP augmente. Donc pour W fixé, si U diminue, PGDEP est plus actif. Pour tous ces processus, entre 60 % et 80 % de leurs variations peuvent être expliquées par la variation du rapport U/W .

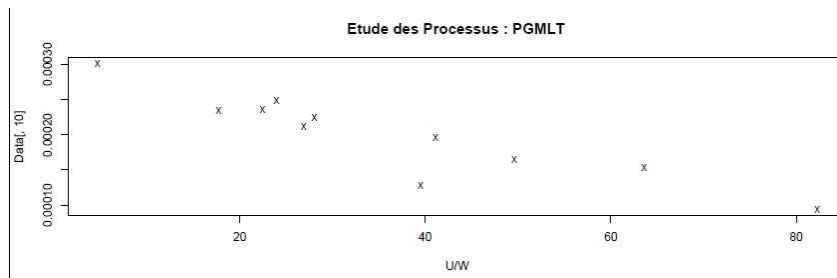


FIG. 2.23 – Corrélation entre la fonte et le rapport U/W

La figure 2.23 montre la relation entre la fonte et le rapport U/W . Cette corrélation est linéaire. Nous allons voir dans la section suivante, le lien entre le rapport U/W , le dépôt de vapeur et la fonte.

Interprétation de la corrélation entre les processus et le rapport U/W

Pour comprendre de quelle manière certains processus dépendent du rapport U/W , il faut regarder la dynamique des champs de vent synthétiques. Ceux-ci sont générés de telle manière que l'intensité du transport en altitude entre la convection et la partie stratiforme soit proportionnelle à celle du flux entrant à l'avant de la ligne de grains et aussi du flux de retour. Donc lorsque l'on fait varier U on ne fait pas varier que le transport horizontal des hydrométéores, on fait aussi varier la convergence de l'air et de l'humidité à la base de la convection. Or ce sont ces masses d'air humide qui vont être soulevées dans la colonne convective et permettre la saturation de l'air et la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide. Donc si l'advection est réduite, la condensation est moins active. Mais si la condensation est moins active, en altitude, l'air est d'autant plus saturé par rapport à

la glace, et c'est le dépôt de vapeur sur la glace précipitante (PGDEP) qui devient plus actif.

Champ de vent	Wmax	Wmoyen	Umoyen	U/W
8I	3.06	0.08	1.51	17.7
3	10.06	0.26	5.74	22.45
F	8.06	0.21	4.96	23.95

TAB. 2.4 – Caractéristiques des champs de vent

Le tableau 2.4) montre que pour des rapports U/W proches, les champs de vent peuvent avoir des intensités de U et W très différentes. Or malgré ces intensités différentes certains processus ont des valeurs moyennes très proches (cf tableau 2.3). La figure 2.24 illustre le fait que pour des intensités de vent très variables, mais des rapports U/W proches, les intensités du dépôt de vapeur sur les hydrométéores glacés (PGDEP) sont très similaires. On notera que le dépôt de vapeur présente des discontinuités, elles sont liées aux différences de propriétés de la neige et des graupels. Les zones en noir ou le dépôt de vapeur est plus actif correspondent aux zones de graupels.

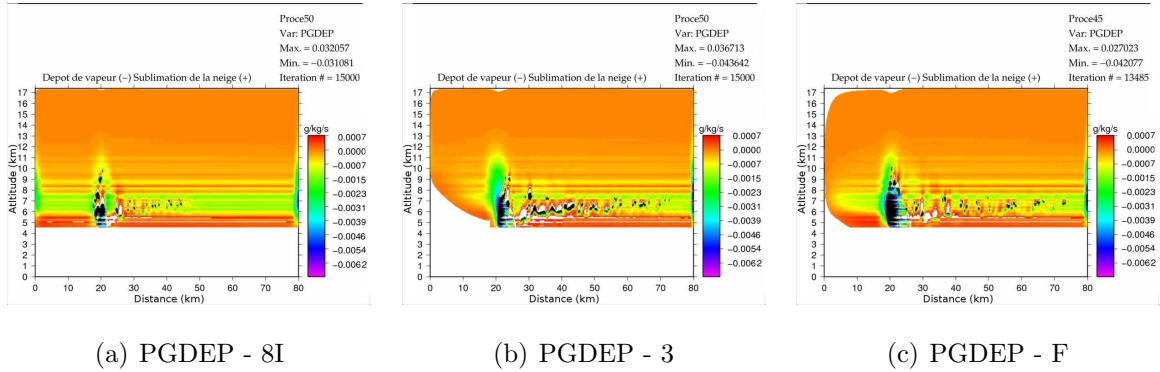


FIG. 2.24 – Taux de production ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) du dépôt de vapeur (PGDEP) pour trois champs de vent ayant un rapport U/W comparable.

Lorsque le dépôt de vapeur est actif, on va créer des hydrométéores glacés, et à partir de là, tous les processus liés à la glace précipitante vont être affectés, notamment les différents processus de fonte (PGMLT, PGACRM, PGACR) (cf figure 2.25). Pour le

processus de fonte on remarque néanmoins des différences sensibles d'intensité (dans la partie convective, $x = 20$ km), cela peut s'expliquer par le fait que les hydrométéores glacés ne sont pas uniquement créés par le dépôt de vapeur, mais aussi par le givrage et l'accrétion. Les champs de vent 3 et F ont une ascendance plus importante que le champ de vent 8I, d'où un givrage plus important. L'ascendance du champ de vent 8I étant faible, le givrage n'est que très peu actif. Dans le processus de fonte, on retrouve les hydrométéores glacés formées par dépôt de vapeur et ceux formés par givrage, d'où les différences d'intensité observées sur la figure 2.25.

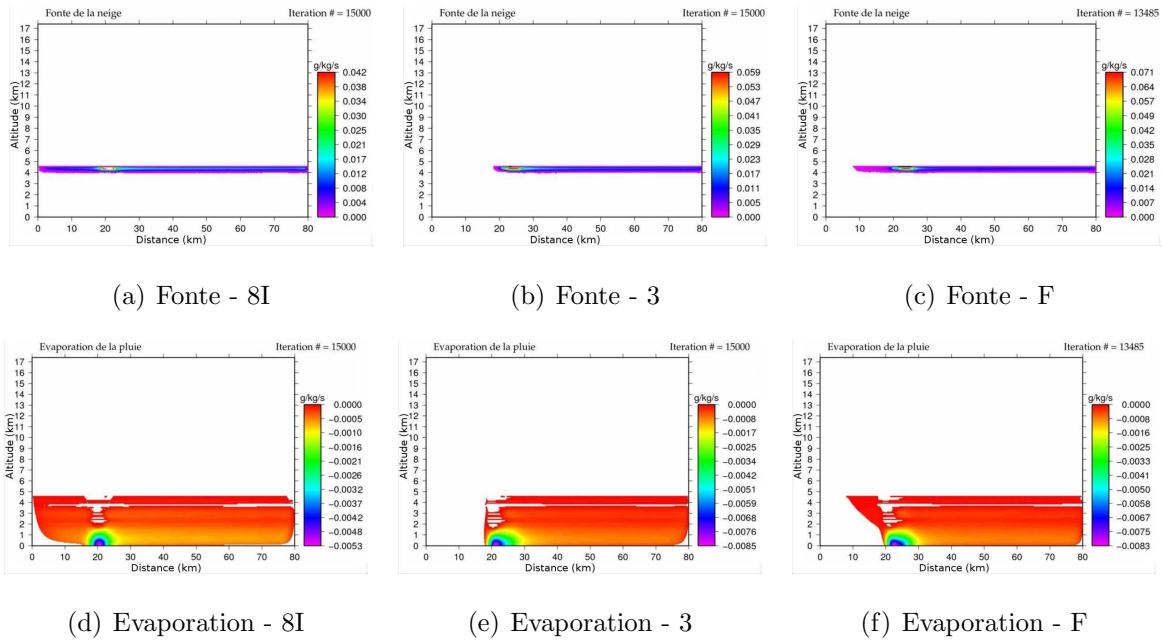


FIG. 2.25 – Taux de production ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) de la fonte et de l'évaporation pour trois champs de vent ayant un rapport U/W comparable.

L'évaporation est aussi corrélée au rapport U/W , la neige produite par dépôt de vapeur finit par chuter, fondre et se transforme donc en précipitations liquides. Et comme pour la fonte, les différences d'intensité peuvent s'expliquer par le fait qu'en plus des différentes sources de neige (dépôt de vapeur et givrage) la pluie est aussi créée par autoconversion ou accrétion du nuage liquide.

2.4.3 Interaction entre dynamique et microphysique

La dynamique gouverne le développement de la ligne de grains au travers de la sur-saturation par rapport à l'eau liquide et par rapport à la glace. C'est l'ascendance ou non d'air plus ou moins humide qui va influencer la saturation de l'air.

Dépendants respectivement de la saturation par rapport à l'eau liquide et par rapport à la glace, la condensation et le dépôt de vapeur sont la source principale du nuage liquide et de la glace précipitante. Ces deux processus sont directement liés à la dynamique par le biais de la saturation de l'air.

A l'exclusion de ces deux processus, actifs principalement dans les zones d'ascendances, on peut établir une carte de répartition des autres processus (cf figure 2.26).

La figure 2.26 présente différents champs de processus (Condensation et dépôt de vapeur exclus) pour des conditions dynamiques très différentes, allant de la convection faible ($w = 3m.s^{-1}$, cf figure 2.26(d)) à la convection forte ($w = 9m.s^{-1}$, cf figure 2.26(a)). En fonction de la dynamique, c'est l'extension verticale du givrage et de l'accrétion (tous deux dépendants de la condensation) qui va changer (dans la convection, $x = 20$ km).

Pour le reste, on retrouve des caractéristiques communes :

- évaporation (PGDEP) dans les basses couches ;
- accrétion du nuage liquide par la pluie (PRACW) sous la couche de fonte ;
- fonte (PGMLT) sous l'isotherme 0° C ;
- accrétion de la pluie par la neige (PGACR) au dessus de la couche de fonte ;
- dépôt de vapeur du nuage glace (PDEPI) et accrétion du nuage glace par la neige (PGACI) en altitude ;
- accrétion du nuage liquide par la pluie (PRACW) dans la convection, sous l'isotherme 0° C ;
- givrage (PGACW) dans la convection au dessus de l'isotherme 0° C.

Hauser (1989) avait déjà mis en évidence l'importance de la condensation dans l'ascendance, condensation qui générerait rapidement des précipitations par autoconversion et accrétion pour la ligne de grains du 22 juin 1981. Ces résultats sur la ligne de grains du 22 juin 1981 se retrouvent donc avec un champ de vent synthétique et peuvent être considérés

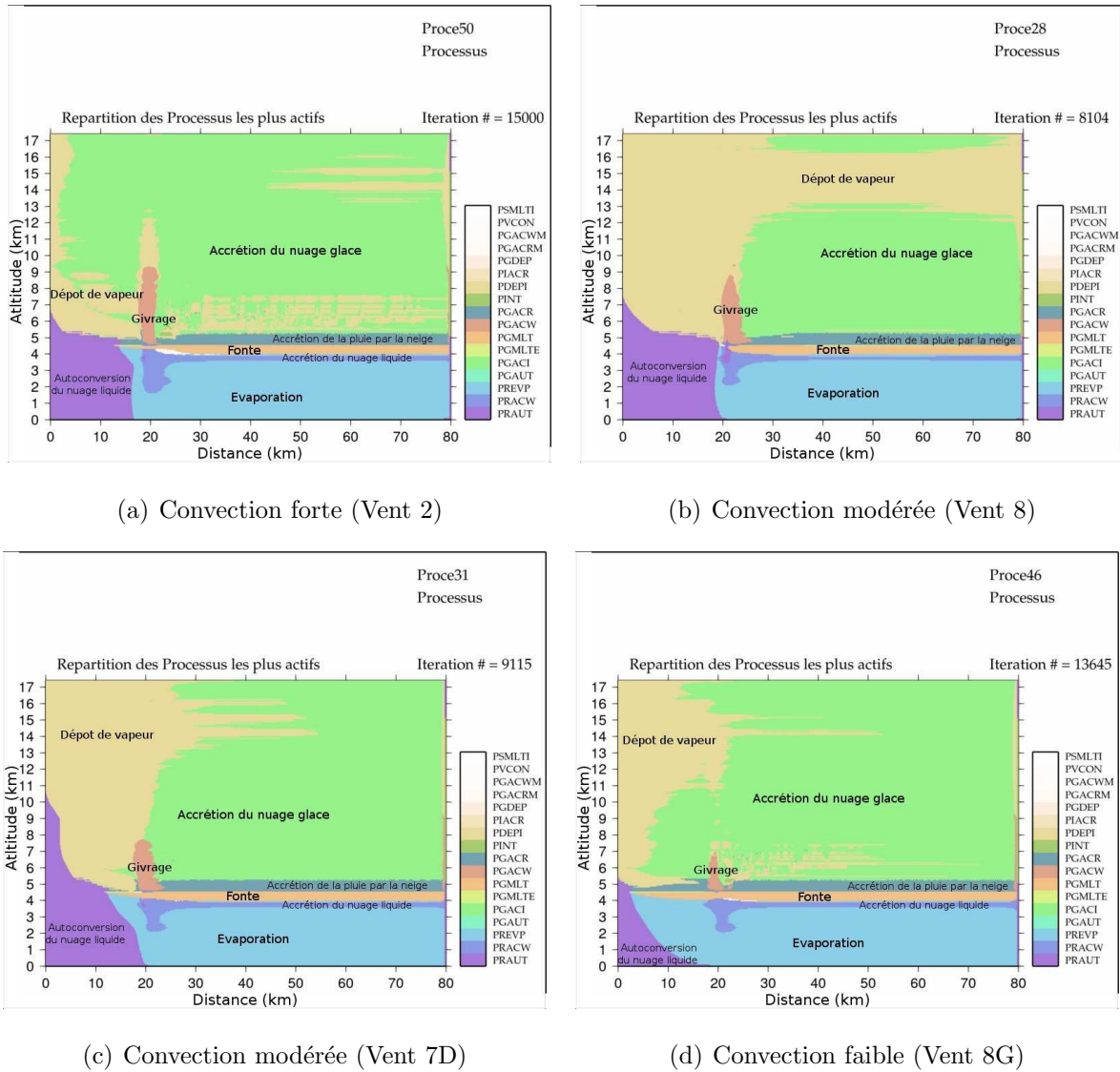


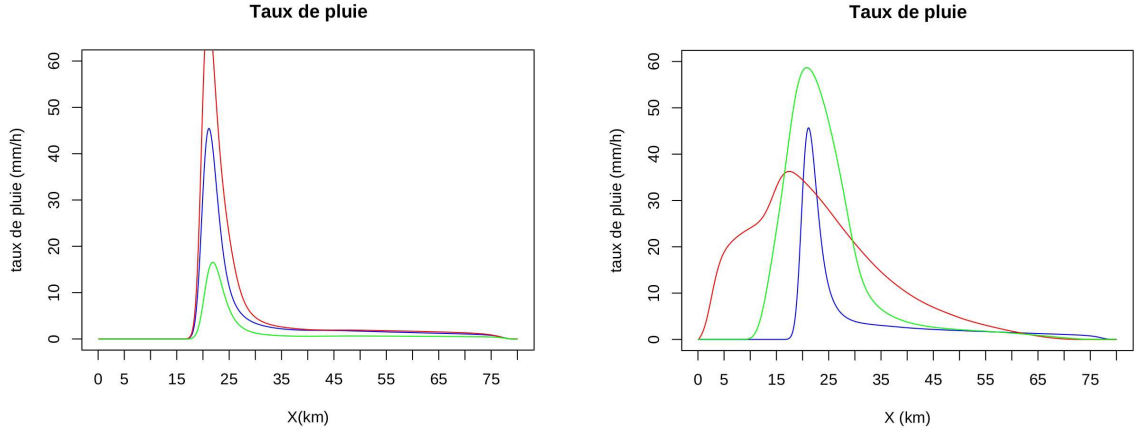
FIG. 2.26 – Répartition des processus microphysiques les plus actifs pour différents champs de vent.

comme des caractéristiques générales des lignes de grains.

L'intensité des processus n'est pas mesurable, c'est pour cela qu'il est important de considérer l'influence des caractéristiques de la dynamique des lignes de grains sur le taux de précipitation au sol. La figure 2.27 présente des comparaisons de taux de pluie sol pour des ascendances d'intensité croissante (cf figure 2.27(a)) et pour des ascendances de largeur croissante (cf figure 2.27(b)).

Plus l'ascendance est importante, plus le taux de pluie au sol est important, il y a

un facteur 4 entre le taux de pluie pour une ascendance modérée (figure 2.27(a), courbe verte , $w_{max} = 5m.s^{-1}$) et pour une ascendance forte (figure 2.27(a), courbe rouge , $w_{max} = 10m.s^{-1}$). Mais l'intensité de l'ascendance ne se mesure pas que par l'intensité de W , elle se mesure aussi par la largeur de la zone d'ascendance. Plus l'ascendance est large plus on va créer une large zone de précipitations. Et si l'air est suffisamment saturé en humidité, les précipitations peuvent être importantes. Ainsi le taux de précipitation pour une ascendance faible (figure 2.27(b), courbe verte , $w_{max} = 3m.s^{-1}$) mais large de 20 km, est plus important que le taux de précipitation d'une ascendance forte (figure 2.27(b), courbe bleue , $w_{max} = 8m.s^{-1}$) mais de largeur faible (5 km). Cela s'explique par la quantité d'eau advectée par l'ascendance. Plus l'ascendance soulève d'humidité (par son intensité ou sa largeur), plus l'air va être saturé et plus la condensation sera importante.


(a) Taux de pluie en fonction de W

(b) Taux de pluie en fonction de la largeur de l'ascendance

FIG. 2.27 – (a) Taux de pluie en fonction de l'intensité de l'ascendance, courbe verte : $w_{max} = 5m.s^{-1}$, courbe rouge : $w_{max} = 10m.s^{-1}$. (b) Taux de pluie en fonction de la largeur de la cellule convective, courbe verte : largeur de la convection = 20 km, courbe bleue : largeur de la convection = 5 km.

Il faut noter que dans ce modèle, la microphysique ne peut rétroagir sur la dynamique. Or des études, dont Barth et Parsons (1996) montrent que la prise en compte ou non de la neige et/ou des graupels modifie sensiblement la dynamique. La prise en compte des

rétroactions de la microphysique sur la dynamique bien que réaliste ne nous permettrait pas de déterminer l'influence de la paramétrisation de la glace sur l'organisation de la ligne de grains.

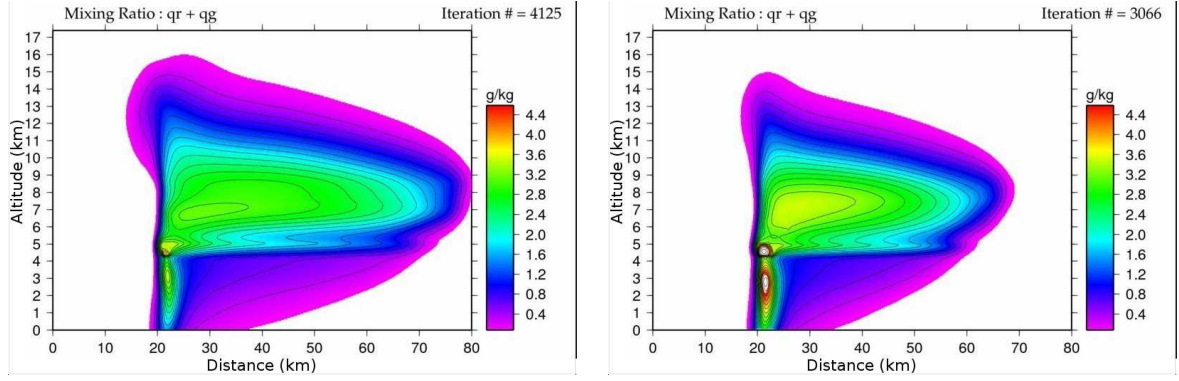
2.4.4 Sensibilité à l'humidité et à la température

Des conditions d'humidité relative importante, dans les basses couches à l'avant de la ligne de grains notamment, vont favoriser le développement du nuage liquide et la formation de graupels. A l'inverse, des conditions d'humidité relative plus faibles ne produiront pas ou peu de graupels et peu de nuage liquide. La figure 2.28 montre le rapport de mélange en précipitations, pour différents radiosondages les 26, 27 et 28 juillet 2006 avec le champ de vent synthétique de référence.

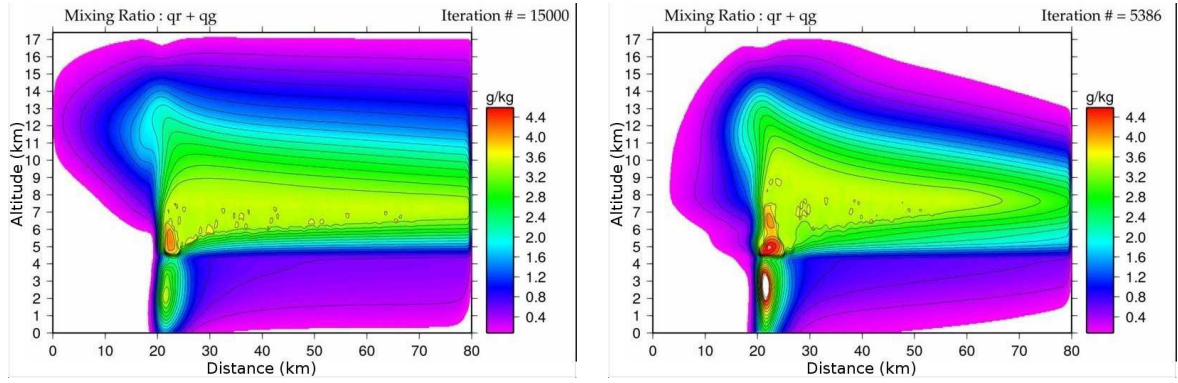
Pour les tableaux 2.5 et 2.6, nous avons utilisé le champ de vent synthétique multicellulaire et des radiosondages associés aux principales lignes de grains entre juin et septembre 2006. Les restitutions microphysiques effectuées sont présentées dans le chapitre 4. Ne sont présenté ici que les valeurs moyennes des processus en fonction des conditions initiales.

Le tableau 2.5 présente les valeurs moyennes des différents processus pour des restitutions utilisant différents radiosondages. Un profil plus humide engendre des précipitations plus importantes dans la partie convective. Cela est illustré par les processus liés aux précipitations ou à la vapeur d'eau dans le tableau 2.5 qui donne la corrélation de ces processus en fonction de l'humidité moyenne initiale de la restitution provenant des différents radiosondages.

Que cela soit pour l'humidité relative (cf tableau 2.5) ou pour la température (cf tableau 2.6), les corrélations entre ces variables et les différents processus sont globalement moins élevées qu'avec le vent. Néanmoins on notera que les variations de certains processus peuvent être expliquées à plus de 50% par l'humidité ou la température, et pour le dépôt de vapeur, c'est 80 % du processus qui peut être expliqué par l'humidité.



(a) Précipitations : Thermodynamique du 26/06 à 10h (b) Précipitations : Thermodynamique du 27/06 à 04h



(c) Précipitations : Thermodynamique du 27/06 à 16h (d) Précipitations : Thermodynamique du 28/06 à 10h

FIG. 2.28 – Rapport de mélange en précipitations ($g.kg^{-1}$) pour des radiosondages différents (conditions initiales différentes)

2.4.5 Sensibilité au choix du type de glace

Un des objectifs de cette étude est de valider un ou plusieurs types de glace précipitante afin de représenter la microphysique des lignes de grains. Le modèle doit être sensible au changement du type de glace précipitante. Si l'on paramètre la glace précipitante comme étant des graupels ou de la grêle, elle va être peu transportée dans la partie stratiforme, et chuter rapidement dans la partie convective, ce qui entraînera de fortes précipitations. A contrario, si l'on paramètre la glace précipitante comme étant de la neige légère, celle-ci va être transportée facilement dans la partie stratiforme, mais elle va aussi chuter lentement,

Test	30/06	23/06	28/07	11/08	12/09	R^2
Humidité	43.2	48.6	49.3	56.0	82.12	-
PREVP	-1.20E-004	-7.91E-005	-1.22E-004	-3.27E-005	-3.56E-005	0.53
PDEPI	-2.89E-005	-7.93E-005	-4.52E-005	-5.51E-005	-9.11E-005	0.56
PIACR	-4.95E-010	-7.89E-009	-6.02E-009	-8.83E-009	-1.96E-008	0.93
PGDEP	-1.76E-004	-2.04E-004	-1.76E-004	-1.91E-004	-2.54E-004	0.86

TAB. 2.5 – Valeur moyenne des processus microphysiques ($g.kg^{-1}.s^{-1}$), humidité relative moyenne (en %) et corrélation (R^2). Seuls les processus pour lesquelles la corrélation est élevée sont présentés.

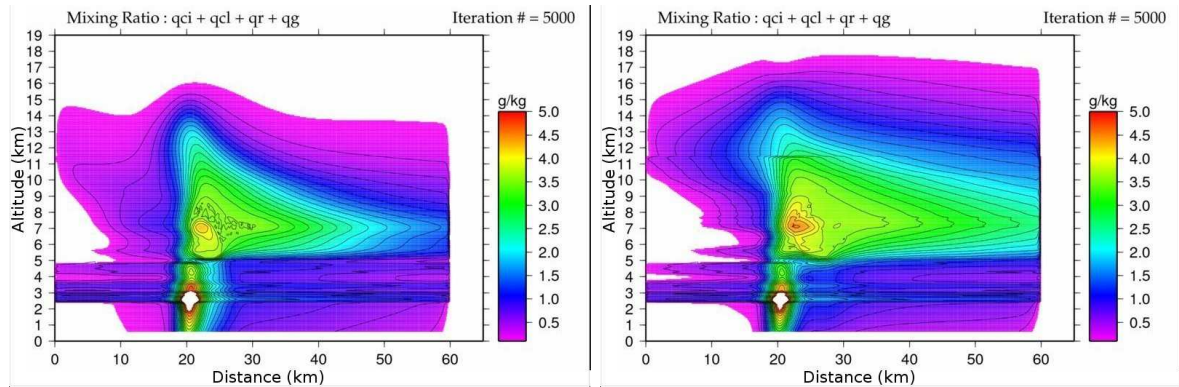
Test	23/06	12/09	11/08	30/06	28/07	R^2
Température	242.58	244.18	244.62	244.8	244.85	-
PGACI	-7.77E-005	-7.67E-005	-6.73E-005	-3.60E-005	-5.49E-005	0.438
PDEPI	-7.93E-005	-9.11E-005	-5.51E-005	-2.89E-005	-4.52E-005	0.423
PGACRM	6.39E-005	4.35E-005	5.13E-005	4.00E-005	4.88E-005	0.679

TAB. 2.6 – Valeur moyenne des processus microphysiques ($g.kg^{-1}.s^{-1}$), température moyenne($^{\circ}$ C) et corrélation (R^2). Seuls les processus pour lesquelles la corrélation est élevée sont présentés.

ce qui ne produira pas de précipitations importantes dans la partie convective.

La figure 2.29 montre la différence entre deux restitutions, l'une utilisant uniquement des assemblages de dendrites givrés (Locatelli et Hobbs (1974) - Den9) et l'autre uniquement des cristaux de neiges considérés sphériques (Ferrier (1994) - Fer7). La différence de neige précipitante entraîne une différence dans les contenus en neige précipitante, et comme celle-ci finit par chuter et fondre, on observe aussi une différence dans les précipitations liquides.

Cette sensibilité des restitutions au type de glace précipitante sera développée dans le chapitre 4 pour déterminer un type de glace adapté aux lignes de grains.



(a) Neige précipitante de Locatelli et Hobbs (1974)

(b) Neige précipitante de Ferrier (1994)

FIG. 2.29 – Rapport de mélange en eau condensée en fonction du type de glace.

2.5 Conclusion

Les tests de sensibilité du modèle ont permis de montrer que le modèle était cohérent physiquement et que les résultats étaient compatibles avec les observations du RONSARD et d'autres études Szeto et Cho (1994a), Braun et Houze (1994) et (1995).

Ces tests de sensibilité ont aussi permis de mettre en évidence les limitations du modèle. En effet, si les restitutions sont peu sensibles à la taille du domaine, elles sont en revanche sensibles à la diffusion et sensibles au nombre d'itérations. D'où la nécessité de bien choisir la valeur du paramètre de diffusion (K_{diff}) et aussi d'avoir un critère d'arrêt du processus itératif pertinent. Une des limitations du modèle est une discontinuité en contenu et en réflectivité au niveau de l'isotherme 0°C . Une autre limitation, due aux champs de vent initiaux, est le lissage des champs microphysiques, en effet, même si la diffusion est trop importante, c'est la faible résolution des champs de vents qui donne des champs microphysiques restitués lissés.

Pour la sensibilité aux données, le modèle est comme attendu sensible à la dynamique et aux champs de température et d'humidité.

Un des résultats importants issus des tests de sensibilité, est la corrélation de certains processus avec le rapport U/W . C'est le cas notamment pour les processus de fonte, qui dans des restitutions avec des intensités de U et de W très différentes, ont des intensités des processus comparables, corrélées avec un rapport U/W . Cette corrélation s'explique

par la compétition entre la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide et le dépôt de vapeur sur la glace précipitante, une diminution de la condensation augmente la saturation de l'air par rapport à la glace, et augmente l'intensité du dépôt de vapeur.

Donc plus que l'intensité de l'ascendance, c'est le rapport entre l'ascendance et le transport horizontal qui est important. Ce résultat sera discuté et développé dans le chapitre 4.

L'étude de sensibilité a aussi permis de déterminer un jeu de paramètres (Paramètres de convergence, critère de sélection de la glace ...) adapté à la majorité des cas. Ce jeu de paramètres fonctionnels quels que soient le champ de vent ou le radiosondage utilisés est important, puisqu'il permet de comparer les restitutions entre elles.

Plus précisément, deux jeux de paramètres ont été utilisés, l'un pour les champs de vent synthétiques, l'autre pour les champs de vent du RONSARD. L'utilisation de deux jeux de paramètres s'explique notamment par une résolution spatiale différente.

Chapitre 3

Etude de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

Sommaire

3.1	MANDOPAS 3D	98
3.2	Les observations du radar RONSARD pendant la campagne AMMA	100
3.3	Les observations du 28 juillet 2006	106
3.4	Restitution microphysique avec le champ de vent RONSARD	117
3.5	Les caractéristiques générales de la ligne de grains du 28 juillet 2006	136
3.6	Influence des données initiales	144
3.7	Restitution Type	149
3.8	Comparaisons avec les résultats du modèle BRAMS	159
3.9	Conclusion	161

L'étude de la microphysique et de la dynamique à l'aide d'un radar apporte des informations sur l'intensité et la répartition des précipitations, la catégorie des hydrométéores, cette information est de nature qualitative, et possiblement sur la dynamique.

La microphysique et la dynamique de la ligne de grains du 28 juillet 2006 ont été étudiées à l'aide des observations du RONSARD dans deux thèses différentes (Lamrani, 2008; Evaristo, 2009), qui vont permettre une comparaison entre le modèle microphysique et les observations. Les deux thèses s'intéressent à la dynamique et la microphysique en Afrique de l'Ouest. Lamrani (2008) s'intéresse aux systèmes convectifs, et Evaristo (2009) aux systèmes précipitants. Les deux thèses utilisent les données du radar Doppler polarimétrique RONSARD.

La ligne de grains du 28 juillet 2006 est étudiée en détail dans ce chapitre. Cette étude de la microphysique à l'aide du modèle diagnostique décrit précédemment (cf section 1.2.1) permet d'aller plus loin dans l'étude des processus microphysiques et en particulier du point de vue quantitatif, par rapport à Lamrani (2008) et Evaristo (2009).

Les champs de vent ont été restitués à partir des observations du RONSARD à l'aide de la méthode analytique MANDOPAS (section 3.1). En plus des champs de vent, nous avons utilisé comme données initiales les données issues des radiosondages effectués à Parakou. Les restitutions microphysiques effectuées avec le modèle diagnostique et ces données initiales ont pu faire l'objet d'une comparaison objective avec les observations.

3.1 MANDOPAS 3D

La méthode MANDOPAS 3D (Multiple Analytical DOPler ASSimilation) permet de restituer les champs de vent utilisés en entrée du modèle. MANDOPAS 3D est une méthode diagnostique basée sur une approche analytique et variationnelle, développée au CETP (Centre d'Etude des Environnements Terrestres et Planétaires) par Montmerle et Lemaître (1998). MANDOPAS 3D est une extension de la méthode MANDOP (Multiple Analytical DOPler) développée par Scialom et Lemaître (1990).

La méthode MANDOP permet de restituer le champ de vent tridimensionnel à partir des observations de vitesse radiale d'un ou plusieurs radars Doppler. La méthode a ensuite été améliorée pour utiliser les données issues de radars aéroportés (Dou *et al.*, 1996). En 1998, Protat *et al.* (1998) ont mis au point un outil de restitution des champs 3D de pression et de température à partir des champs 3D de vent. En 1999, Caillault et Lemaître (1999) ont mis au point une méthode de calcul d'advection des champs de vent observés. Cette méthode permet de travailler dans le référentiel de la ligne de grains. Elle sera discutée dans la section 3.2.2 puisqu'elle est à la base de la méthode utilisée pour restituer un champ de vent à partir de données radar. L'introduction d'une condition limite au sol prenant en compte le relief a été ajouté par Tabary et Scialom (2001).

MANDOPAS 3D permet de représenter analytiquement la vitesse radiale aux points de mesure et d'ajuster ces valeurs analytiques aux observations par minimisation au sens des moindres carrés. La représentation analytique prend en compte des contraintes physiques imposées dont l'équation de continuité et les conditions au sol. La forme analytique choisie est celle d'un développement sur une base de fonction orthonormales ou polynômes orthonormaux (du type Legendre ou Tchebycheff). La formulation analytique permet de façon naturelle un filtrage du bruit.

Le vent est mis sous forme analytique \vec{V} , où les formes analytiques V_i des composantes U_i du vent s'écrivent sous la forme :

$$V_i = f(x) \cdot g(y) \cdot h(z) \quad (3.1)$$

où les fonctions $f(x)$, $g(y)$ et $h(z)$ sont développées sur la base de fonctions orthonormales choisies.

Dans la méthode MANDOPAS 3D, les contraintes physiques (conservation de la masse et condition au sol) sont, comme le vent, exprimées sous forme analytique et peuvent également être exprimées sous forme d'une équation matricielle.

L'équation de continuité s'écrit de la façon suivante :

$$\vec{\nabla} \cdot (\rho_0 \vec{V}) = 0 \quad (3.2)$$

où \vec{V} est le vecteur vent et ρ_0 est la densité de l'air en conditions hydrostatiques, ρ_0 est fonction de l'altitude :

$$\rho_0(z) = \rho_0(z_r) \exp\left(-\frac{z - z_r}{H}\right) \quad (3.3)$$

avec z_r une altitude de référence (l'altitude du sol) et H la hauteur d'échelle. Dans cette étude, on a pris : $H = 8.52 \text{ km}$ (valeur calculée à partir du radiosondage de Parakou du 28 juillet à 10h).

En remplaçant ρ_0 par l'équation 3.3 dans l'équation de continuité 3.2 on obtient

$$\rho_0(z_r) \exp\left(-\frac{z - z_r}{H}\right) \left[\vec{\nabla} \cdot \vec{V} - \frac{W}{H} \right] = 0 \quad (3.4)$$

où W représente la composante verticale du vent \vec{V} .

La conditions au sol impose que la composante verticale du vent doit être nulle au sol, dans le cas d'un relief plat.

$$W_{(z=0)} = 0 \quad (3.5)$$

3.2 Les observations du radar RONSARD pendant la campagne AMMA

Le radar RONSARD (Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système Associé de Radars Doppler) était à l'origine un ensemble de deux radars Doppler destinés à l'étude des systèmes précipitants. Depuis 1991, un seul des deux radars a été maintenu et amélioré. C'est un radar Doppler en bande C , avec une double polarisation, qui a été déployé en 2006 lors de la campagne de mesure d'AMMA sur le site de Copargo au Bénin (cf figure 3.1).

3.2.1 Réflectivités

Le radar RONSARD a effectué une série d'observations pendant l'été 2006 à Copargo au Bénin. Le radar a observé 43 évènements précipitants dont notamment une dizaine de lignes de grains incluant celle du 28 juillet 2006 dont on fait ici une étude détaillée. Ce

cas est intéressant parce qu'il a été choisi comme cas de référence pour différentes autres études, parmi lesquelles une étude de classification des hydrométéores (Evaristo, 2009), ou encore une étude basée sur une simulation avec le modèle météorologique méso-échelle BRAMS [Communication personnelle Guillaume Pénide et Vincent Giraud].



FIG. 3.1 – Le radar RONSARD en 2006 à Copargo (Bénin)[Sonia Labetoulle]

Les observations du RONSARD permettent d'obtenir la réflectivité horizontale (Z_H) et la réflectivité verticale (Z_V) ainsi que différentes variables polarimétriques, dont la réflectivité différentielle (Z_{DR}), le décalage de phase différentielle (Φ_{DP}), la phase différentielle spécifique (K_{DP}) et le coefficient de corrélation à décalage zéro ($\rho_{HV}(0)$).

La réflectivité différentielle (Z_{DR}) est définie par : $Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right)$. Cette variable est fonction de la forme des hydrométéores. Lorsque cela n'est pas précisé, les réflectivités du RONSARD présentées dans cette étude sont les réflectivités horizontales, soit $Z = Z_H$.

3.2.2 Restitution des champs de vent

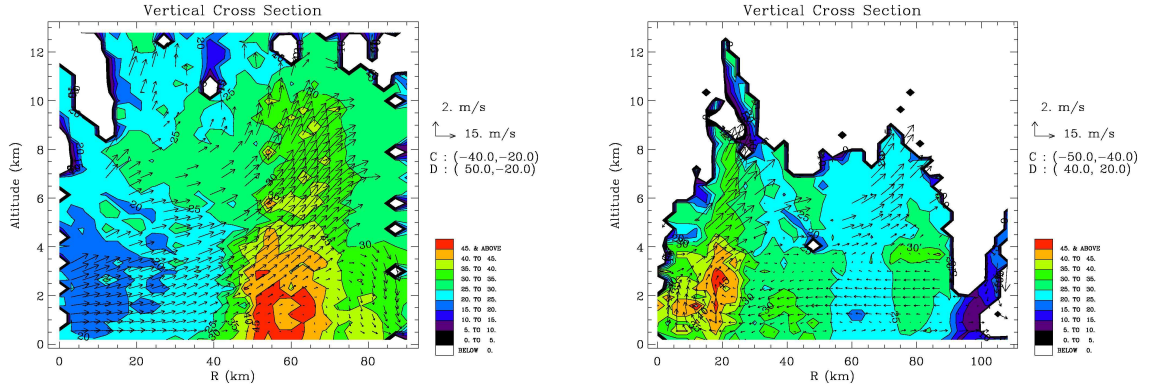
La méthode de Caillault et Lemaître (1999) permet le calcul de la vitesse de déplacement des systèmes. En corrigeant les vitesses du vent de la vitesse de déplacement de la ligne de grains, on peut travailler dans le référentiel de la ligne de grains. Pour la ligne de grains du 28 juillet, un seul radar a été utilisé. Dans ce cas, on utilise deux (ou plus) observations du radar à des temps différents, et l'on fait l'hypothèse que le système se déplace sans se déformer, autrement dit, la ligne de grains se déplace avec l'hypothèse de stationnarité quasi vérifiée. Pour obtenir suffisamment d'informations pour reconstruire

un champ de vent 3D, on utilise les observations du radar, mais espacées dans le temps, suffisamment pour que les deux observations de la même cellule ne soient pas colinéaires. C'est l'utilisation de séquences successives qui impose de considérer que la ligne de grains n'a pas évolué. Les différentes séquences sont utilisées comme des observations réalisées au même instant par des radars différents. Une fois les séquences sélectionnées et la correction de l'advection effectuée, on peut restituer un champ de vent 3D grâce à la méthode MANDOPAS 3D. C'est dans ce champ 3D que l'on a sélectionné différentes coupes verticales utilisées dans la méthode de restitution microphysique. Ce champ n'est pas forcément complet (par manque d'observations et pour des raisons de colinéarité), ni à la résolution souhaitée. La méthode MANDOPAS 3D permet ensuite de le compléter et de l'interpoler à la résolution souhaitée.

Pour le cas du 28 juillet 2006, trois champs de vent ont été restitués, ceux de 6h01, 6h31 et 7h01. Pour chaque champ de vent, l'heure indiquée est la moyenne des séquences utilisées pour restituer le champ de vent. Pour la restitution du champ de vent de 6h01, quatre séquences ont été utilisées : 5h20, 5h27, 6h17 et 6h24. Pour le champ de vent de 6h31, quatre autres séquences ont été utilisées : 6h01, 6h07, 6h58 et 7h05. Et enfin pour le dernier champ de vent, les quatre séquences suivantes ont été utilisées : 6h30, 6h37, 7h36 et 7h43.

Pour chacun des trois champs de vent tridimensionnels restitués, différentes coupes verticales ont pu être réalisées pour obtenir une dizaine de champs de vent bidimensionnels utilisables dans la méthode de restitution microphysique. On notera que les deux coupes du champ de vent de 7h01 ont été choisies de manière à observer à la fois la partie convective et la partie stratiforme du système.

La figure 3.2 présente un exemple de coupes verticales effectuées dans les champs de vent 3D restitués à partir des données du RONSARD. On notera qu'avec un seul radar, les champs de vent restitués sont souvent incomplets, notamment le champ de vent de 7h01 entre 4 et 8 km d'altitude et pour X compris entre 40 et 60 kilomètres. En effet, les conditions de colinéarité et le manque de données ne permettent pas de restituer des champs complets. C'est pour cela que les champs de vent sont ensuite interpolés et mis à la résolution spatiale souhaitée par la méthode MANDOPAS 3D.



(a) Coupe Verticale du 28/07/06 à 6h01

(b) Coupe Verticale du 28/07/06 à 7h01

FIG. 3.2 – Coupes verticales de la réflectivité et du vent restitués à partir des observations du Ronsard pour le cas du 28 juillet 2006 [Communication personnelle Yvon Lemaître]

La figure 3.2 superpose pour deux champs de vent différents, les vecteurs vents restitués et la moyenne des réflectivités. Le champ de vent restitué à partir d'observations espacées d'une heure n'est pas un champ moyen. Par exemple pour le champ de vent de 6h01, c'est un champ de vent intermédiaire entre le champ de vent de 5h31 et celui de 6h31. Par contre les réflectivités de la figures 3.2 sont des réflectivités moyennes, auxquelles on préférera les réflectivités observées.

Il est à noter, qu'il est difficile d'obtenir des champs de vent strictement bidimensionnels et respectant l'équation de continuité 2D et proches des observations. Il a donc été choisi de garder les champs de vent proches des observations et respectant l'équation de continuité 3D. Ce choix implique que les champs de vent issues des observations RONSARD ne sont pas strictement bidimensionnels.

3.2.3 Classifications des hydrométéores

Les variables polarimétriques permettent de connaître certaines caractéristiques des particules observées (Evaristo, 2009) car chacune d'entre elles est sensible à différentes propriétés des hydrométéores. En croisant ces diverses variables, on peut donc obtenir des informations sur les hydrométéores que l'on ne pourrait pas obtenir avec la seule

réflectivité.

La figure 3.3, extraite de Straka *et al.* (2000) illustre la probabilité de présence de certains hydrométéores en fonction de la réflectivité (Z_H) et d'autres variables polarimétriques. Pour chaque type d'hydrométéores, il a été défini une gamme de valeurs pour chaque variable polarimétrique. Ce sont ces gammes de valeurs qui sont représentées par les aires de présence dans la figure 3.3. Sur ces graphiques, on peut remarquer que certaines aires de présence d'hydrométéores différents se superposent, d'où la nécessité de croiser les informations provenant des différentes grandeurs polarimétriques obtenues par le radar.

L'algorithme de classification d'hydrométéores (Evaristo, 2009) tire parti de cette information croisée pour trouver la particule la plus probable dans la zone observée. Il est adapté aux radars en bande C tel que le RONSARD, et utilise, en plus des variables polarimétriques, le profil de température issu du radiosondage le plus proche du radar.

Le résultat de l'algorithme est le type de particules le plus probable parmi : la pluie faible (LR), la pluie modérée (MR), la pluie forte (HR), les grosses gouttes (LD), la grêle (H), le mélange pluie-grêle (RH), les graupels (G), la neige sèche (DS), la neige humide (WS), les cristaux horizontaux (HC) et les cristaux verticaux (VC)

Aux trois classes de pluie que l'algorithme peut déterminer est associé un taux de pluie. Pour la pluie légère (LR), le taux de pluie associé est inférieur à 5 mm.h^{-1} , pour la pluie modérée (MR), le taux de pluie associé est compris entre 5 et 30 mm.h^{-1} et enfin pour la pluie forte, le taux de pluie associé est supérieur à 30 mm.h^{-1} .

Toutes les variables polarimétriques mesurées permettent d'effectuer une classification des hydrométéores pour les cas observés par le RONSARD. La figure 3.4 présente deux classifications pour deux cas d'observations du RONSARD, la ligne de grains du 30 juin 2006 et celle du 12 septembre 2006. Les radiosondages associés à ces deux lignes de grains seront utilisés dans le chapitre 4.

Le classification du cas du 30 juin indique la présence de forte pluie dans la convection, associée à des graupels en altitude, et de la grêle sur une zone allant de la surface à 2 km d'altitude. L'identification de la grêle au sol en région tropicale n'est pas courante mais pas improbable. Les vérifications menées (témoignage direct) tendraient à prouver

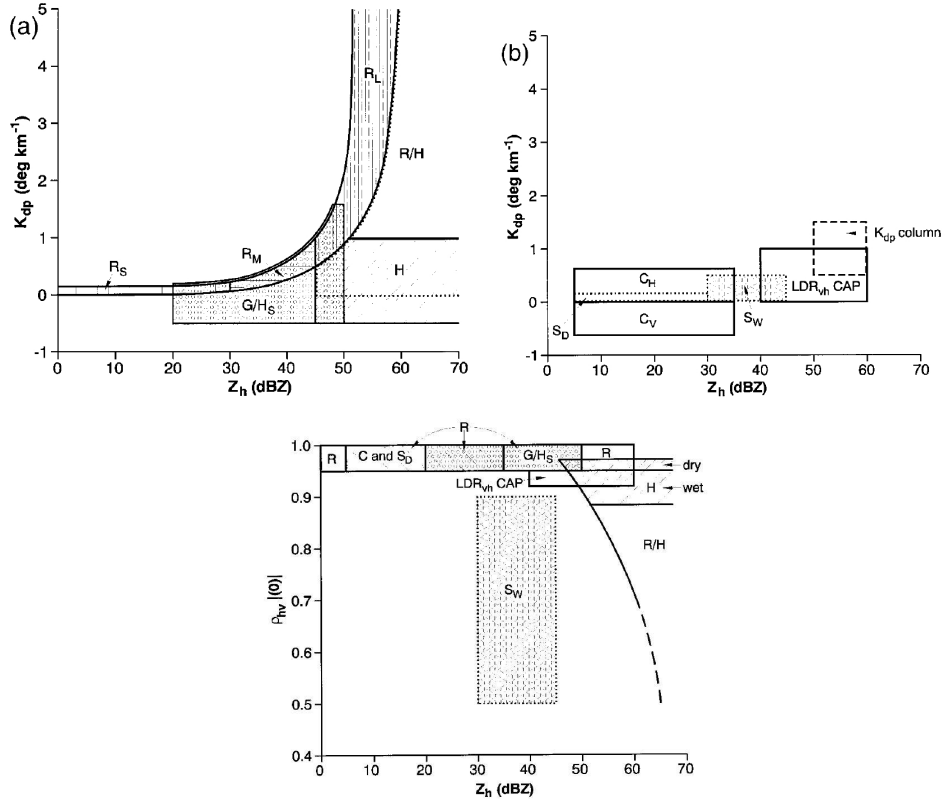


FIG. 3.3 – a) K_{dp} en fonction de Z_h avec délimitation des régions graupel (G/H_S), grêle (H), pluie de petite taille (R_S), pluie de taille moyenne (R_M), pluie de grande taille (R_L) et mélange pluie-grêle (R/H). b) Même diagramme que a) avec délimitation des régions de cristaux (C), grosses gouttes ($R_{L,LC}$) et neige mouillée (S_W). c) densité ρ_{HV} en fonction de Z_h avec délimitation des régions de cristaux, graupel, grêle sèche et mouillée (dry et wet), pluie (R), mélange pluie-grêle, neige mouillée et neige sèche (S_D). (Straka *et al.*, 2000)

qu'il y avait bien présence de grêle dans les basses couches de cette ligne de grains. On remarquera enfin la présence de grosses gouttes liquides au dessus de l'isotherme 0°C qui se situe à 5 km d'altitude.

Pour la classification du cas du 12 septembre, on observe là aussi des fortes précipitations, associées à des graupels en altitude dans la convection, et des pluies modérées à faibles dans la partie stratiforme.

Pour une interprétation plus précise des classifications polarimétriques, il est possible

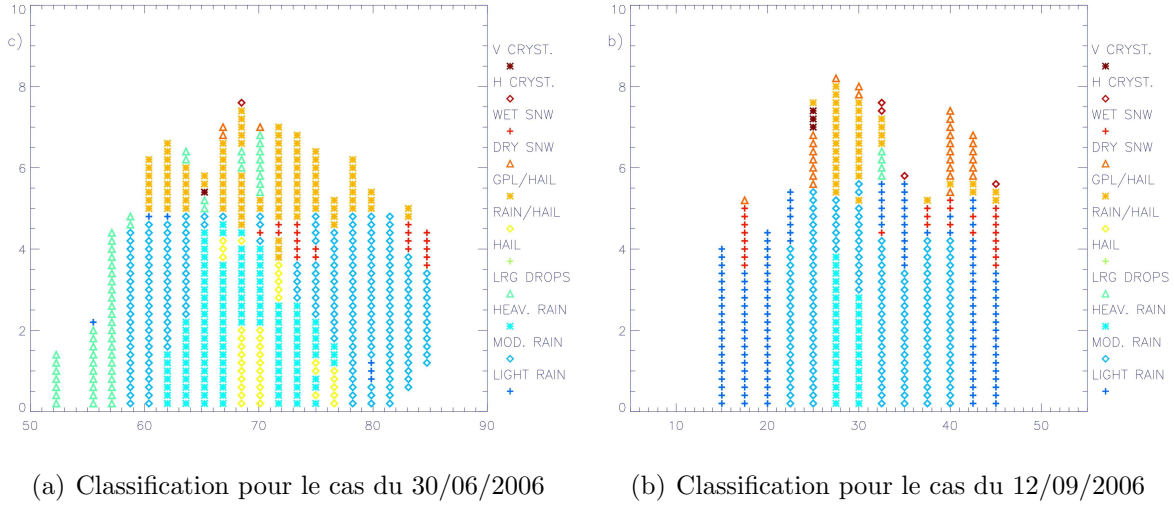


FIG. 3.4 – Classifications des hydrométéores (Evaristo, 2009) pour deux systèmes précipitants observés par le RONSARD.

de prendre en compte également la deuxième espèce la plus probable, surtout si sa probabilité de présence est proche de celle de la première espèce sélectionnée. Dans ce cas là il est fort probable d'avoir un mélange des deux espèces.

3.3 Les observations du 28 juillet 2006

Comme décrit précédemment, la ligne de grains du 28 juillet 2006 a fait l'objet de différents travaux. Les données et résultats de ces différentes études permettent de valider le modèle microphysique dans un premier temps, et de proposer une meilleure interprétation des résultats dans un second temps.

3.3.1 Réflectivités du RONSARD

La ligne de grains étudiée est passée au dessus de Copargo (site du RONSARD) le 8 juillet 2006. Cette ligne de grains s'est formée le 27 juillet vers 1200 UTC à 10°N 9°E. A cette heure, elle n'est alors qu'une petite cellule convective. Elle se déplace ensuite pour rentrer dans le champ d'observation du RONSARD le 28 juillet vers 0400 UTC.

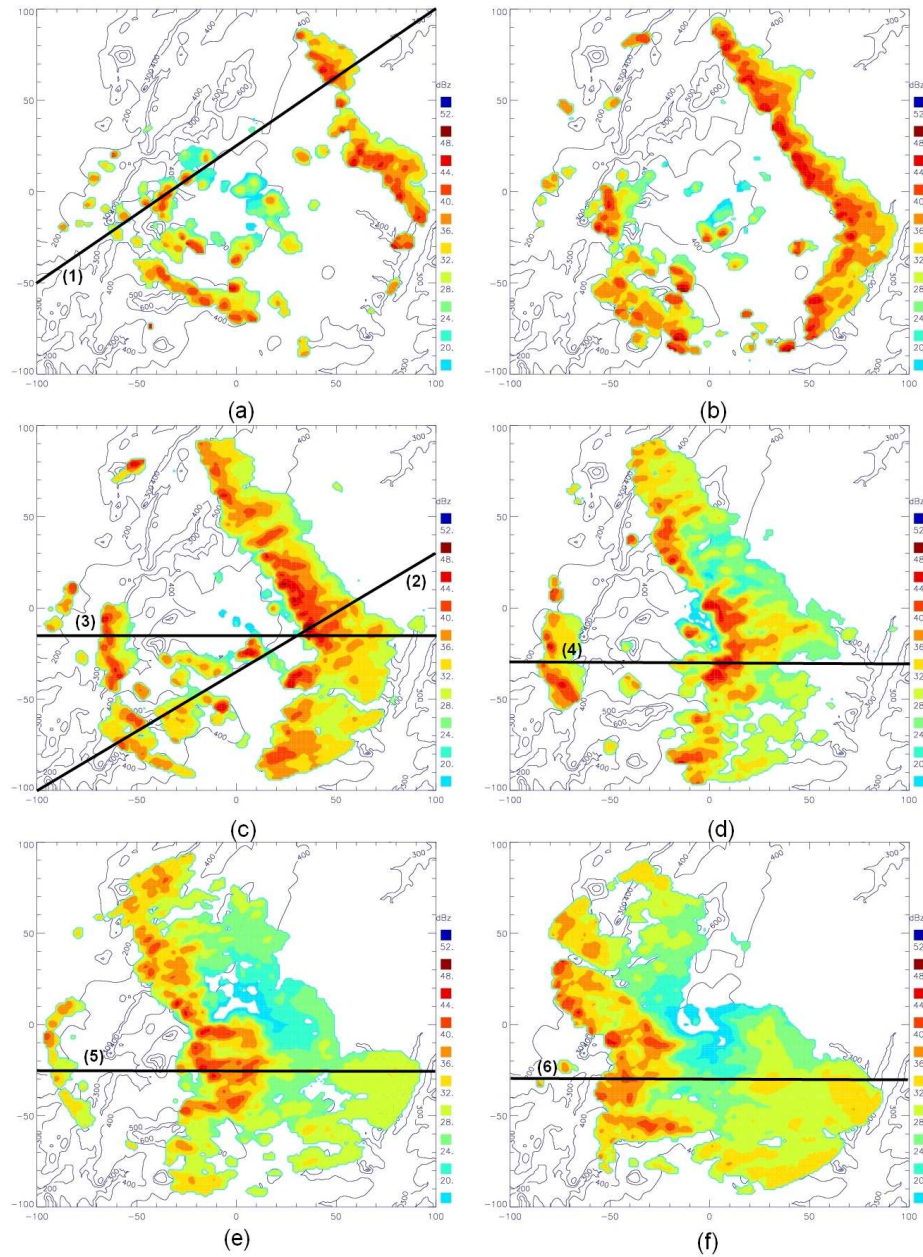


FIG. 3.5 – Evolution de la réflectivité observée par le RONSARD (Z_h en dBz), le 28 juillet 2006. Coupes horizontales à 1 km d'altitude. a) 0416 UTC b) 0448UTC c) 0520 UTC d) 0554 UTC e) 0624 UTC f) 0705 UTC (Evaristo, 2009). Les traits noirs représentent les différentes coupes (de 1 à 6) de la figure 3.6.

Sur la figure 3.5 et sur toutes les cartes de réflectivités du RONSARD, le point de coordonnée (0;0) est la position du radar. Entre 4h UTC et 5h UTC , la ligne de grains

s'intensifie (cf figures 3.5 a et b). Après 5h UTC, la partie stratiforme de la ligne de grains apparaît progressivement (cf figures 3.5 c et d) et enfin après 6h UTC, le système commence baisse en intensité et se réorganise (cf figures 3.5 e et f). La figure 3.6 présente des coupes verticales de réflectivité, à différents stades d'évolution de la ligne de grains du 28 juillet 2006. La figure 3.6(a) correspond au stade d'intensification de la ligne de grains, les figures 3.6(b) et 3.6(c) correspondent à une ligne de grains mature. A 6h, la ligne de grains commence à se dissiper (cf figure 3.6(d)). Enfin les figures 3.6(e) et 3.6(f) correspondent au stade de dissipation de la ligne de grains. Les observations mettent en évidence des réflectivités supérieures à 45 dBz dans la partie liquide de la convection, et autour de 36-40 dBz dans la partie liquide de la zone stratiforme. On peut aussi voir l'évolution de la colonne convective qui s'affaisse avec le temps. On passe d'une colonne de forte réflectivité de près de 12 km de haut à 4h28 à une zone de forte réflectivité de moins de 6 km de haut à 7h05.

Pour les zones au dessus de l'isotherme 0° C, la réflectivité est autour de 36-40 dBz dans la partie convective est plutôt autour de 32 dBz dans la partie stratiforme. On remarquera la présence d'anciennes cellules de convection dans la partie stratiforme (cf figure 3.6(b)), caractérisées par des valeurs de la réflectivité plus élevées. On remarquera aussi une cellule de convection importante à 6h30 (cf figure 3.6(e)). Bien que la ligne de grains soit dans une phase de dissipation, la coupe réalisée traverse une cellule très active. On notera aussi que la colonne de réflectivité associée à la partie convective dépasse la hauteur de l'isotherme 0° C (5 km) à 4h28, 5h27 et 6h30. Cela indique donc la présence d'hydrométéores glacés associés à de fortes réflectivités comme des graupels.

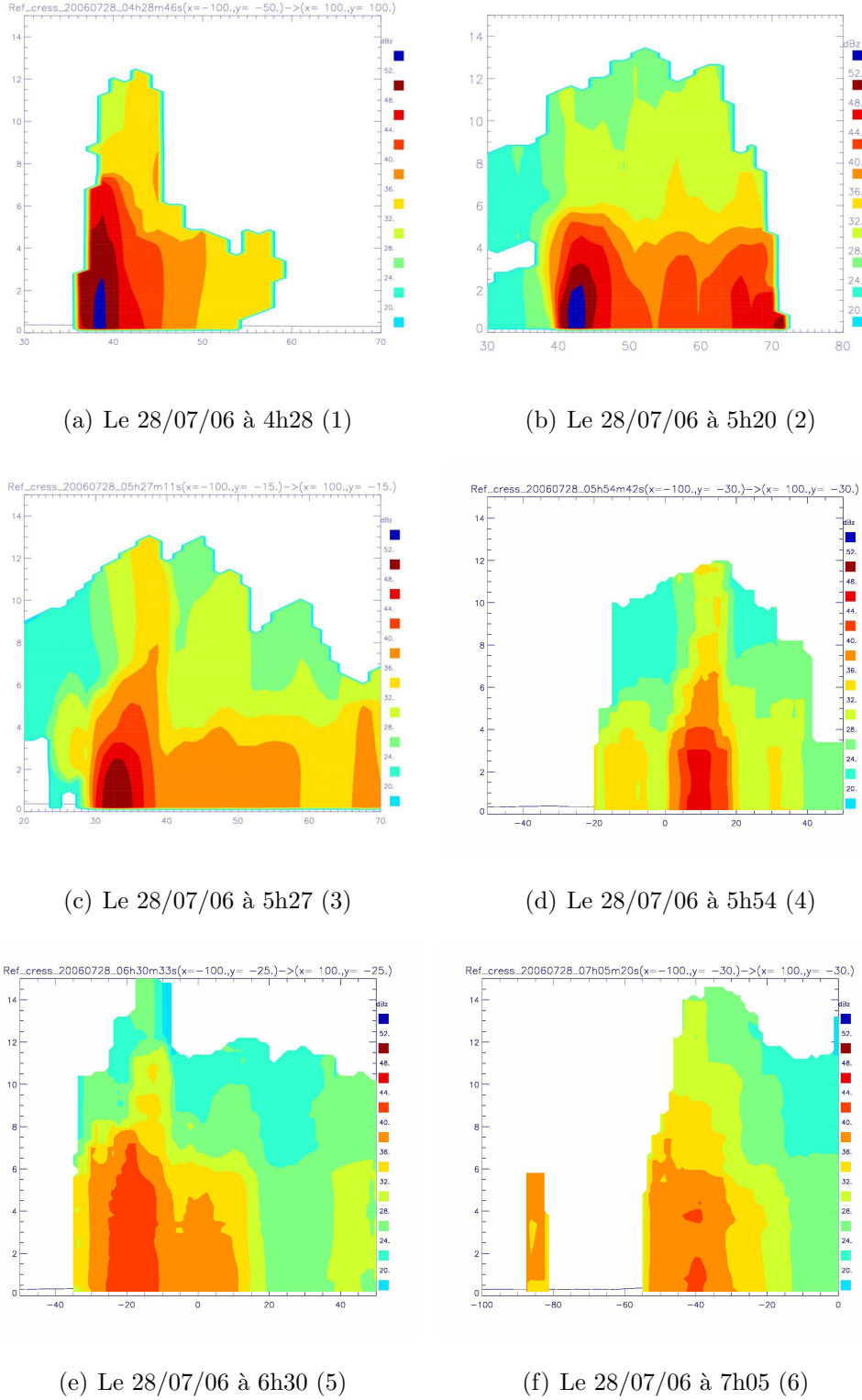


FIG. 3.6 – Evolution temporelle de la réflectivité (z_H en dBZ) observée par le RONSARD, le 28 juillet 2006 (Evaristo, 2009). Coupes verticales le long des lignes matérialisés dans la figure 3.5

3.3.2 Sélection des coupes 2D pour les restitutions microphysiques

Pour le cas du 28 juillet 2006, trois champs de vent ont donc été restitués, à 6h01, 6h31 et 7h01. On notera qu'avant 6h la ligne de grains est trop éloignée du radar pour permettre la restitution d'un champ de vent (cf figure 3.5).

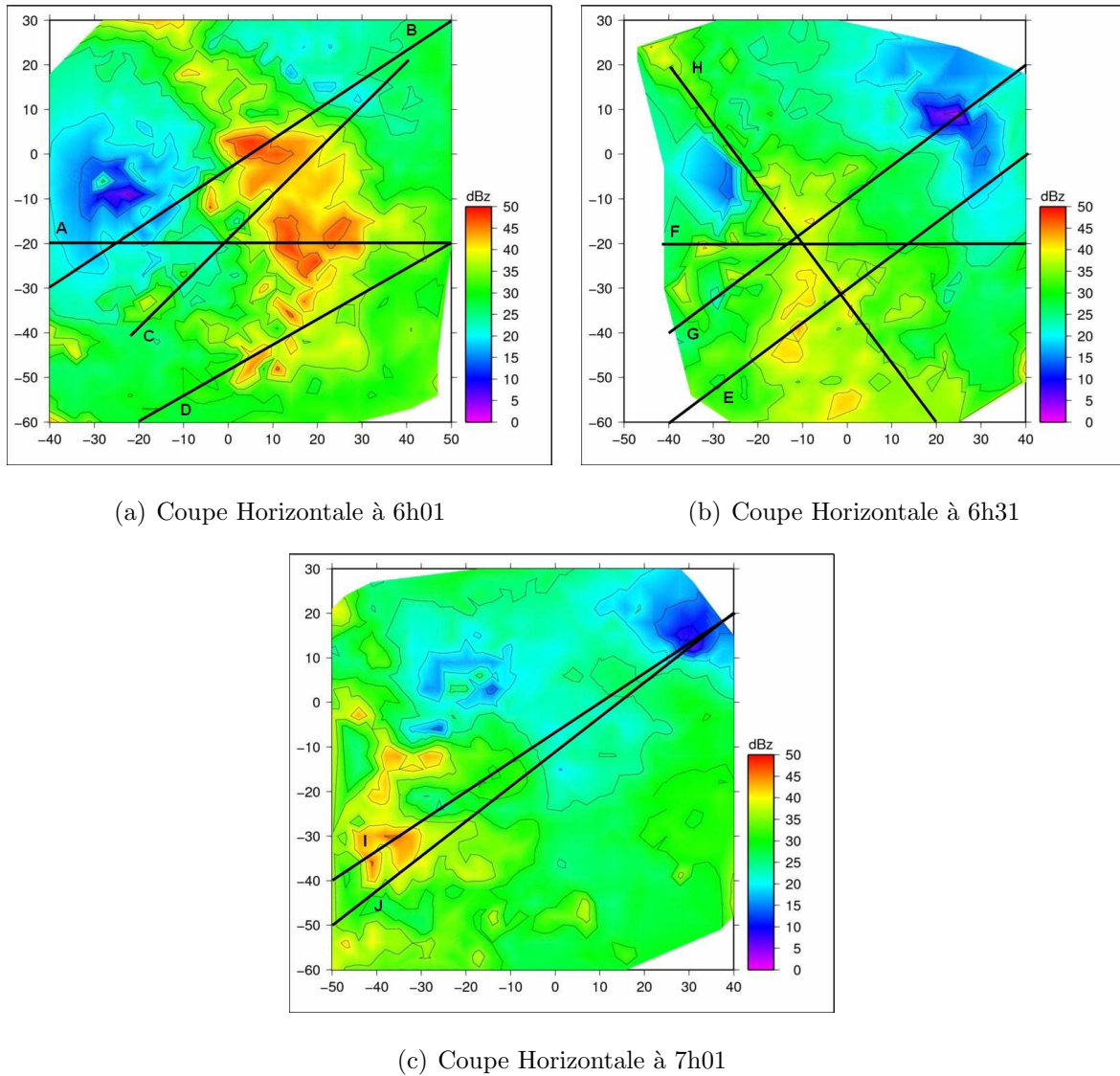


FIG. 3.7 – Coupes horizontales à 1km des réflectivités moyennes associées aux champs de vent restitués du 28/07/06. Les traits noirs correspondent aux coupes des champs de vent issues du RONSARD qui ont été choisies pour réaliser les restitutions microphysiques.

Nous avons vu que les champs de vent sont restitués à partir de plusieurs observations du RONSARD. La réflectivité associée est la moyenne des observations du RONSARD. La figure 3.7 présente des coupes horizontales à 2 km de cette réflectivité moyennée à partir des observations. Elle montre aussi la position des différentes coupes verticales choisies aux trois pas de temps. Les coupes A,B,C et D ont été réalisées à 6h01. Les coupes E,F,G et H ont été réalisées à 6h31. Enfin les coupes I et J ont été réalisées à 7h01. Les différentes coupes verticales d'un même pas de temps ne sont pas directement comparables car ne traversant pas les même cellules de convection, sauf les coupes I et J de 7h01 qui sont proches l'une de l'autre.

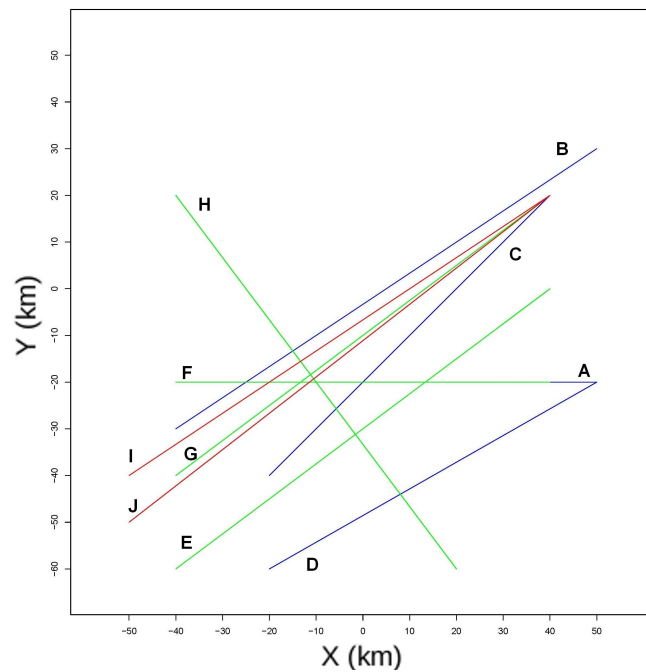


FIG. 3.8 – Localisation des coupes verticales pour la ligne de grains du 28/07/06, Bleu : coupes de 6h01, Vert : coupes de 6h31, Rouge : coupe de 7h01

La figure 3.8 présente les différentes coupes choisies aux trois pas de temps. Elle montre que l'on peut comparer les coupes A et F. Même si elles sont moins proches, on peut aussi comparer les coupes B, C, G, I et J entre elles car elles sont proches spatialement, mais elle ne traversent pas forcément les même cellules de convection. C'est notamment le cas de la coupe G qui traversent une cellule de convection importante alors que la ligne

de grains est en phase de dissipation.

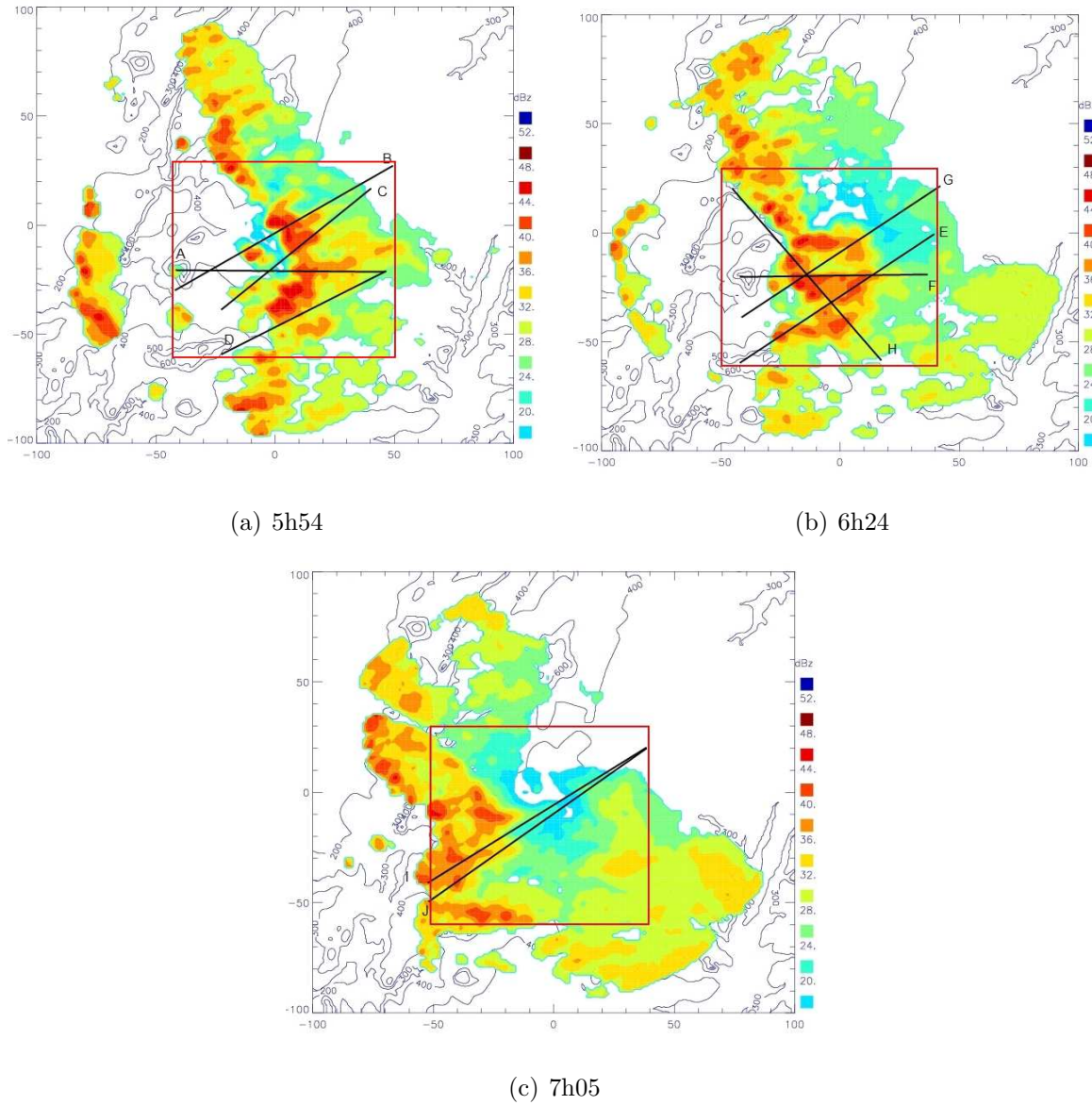


FIG. 3.9 – Coupes horizontales à 1 km des réflectivités observées (Z_H en dBz) par le RONSARD le 28/07/06. a) 5h54, b) 6h24 et c) 7h05 (Evaristo, 2009). Les traits noirs correspondent aux coupes des champs de vent issues du RONSARD qui ont été choisies pour réaliser les restitutions microphysiques.

La figure 3.9 présente la position des coupes verticales par rapport aux coupes horizontales à 1km des réflectivités observées par le RONSARD. Cette figure illustre la perte d'information que l'on peut avoir en effectuant la moyenne des réflectivité (cf figure 3.7).

En effet, si les structures principales et la position de la ligne de grains sont bien représentées, on note des différences en terme d'intensité des réflectivités moyennées surtout pour les figures 3.7(b) et 3.7(c) comparées aux réflectivités observées (cf respectivement les figures 3.9(b) et 3.9(c)). De plus, certaines petites structures n'apparaissent pas dans les moyennes de réflectivités, alors qu'elles sont présentes dans les champs de vent et aussi dans les réflectivités observées.

Les comparaisons entre les différentes coupes pour suivre l'évolution de la ligne de grains, ou la comparaison avec les observations pour la validation du modèle doivent prendre en compte le fait que même proches spatialement ou temporellement les différentes coupes verticales ne traversent pas forcément les mêmes cellules de convection.

Il est aussi important de noter que pour les comparaisons entre les restitutions micro-physiques, les réflectivités ou les classifications du RONSARD, il faut prendre en compte plusieurs éléments. Les restitutions du RONSARD nous limitent à un axe de coupe de 80 à 100 km de long qui ne permet pas toujours de couvrir la dynamique de la zone convective et de la partie stratiforme. L'hypothèse de bidimensionalité dans le modèle néglige tout transport horizontal d'hydrométéores dans la dimension transverse.

3.3.3 Taux de précipitation

Une des informations importantes et complémentaires des observations du RONSARD pour valider les restitutions, est le taux de précipitation fourni par le disdromètre situé au pied du radar. Le disdromètre est un instrument utilisé pour mesurer la distribution en taille des hydrométéores ainsi que leur vitesse de chute. On peut donc en déduire le taux de précipitation au sol.

Les carrés de couleurs de la figure 3.10 encadrent les taux de précipitations des différentes séquences utilisées pour restituer les trois champs de vent. On retiendra que seul le champ de vent de 6h31 utilise les séquences du maximum de précipitations (près de 100 mm.h^{-1}). Le champ de vent de 6h01 utilise des séquences avec un taux de pluie d'intensité moyenne (près de 30 mm.h^{-1}). Enfin le champ de vent de 7h01 n'utilise que des séquences avec un taux de pluie inférieur à 10 mm.h^{-1} . Les nuances de gris indiquent l'intensité de la pluie identifiée par l'algorithme de classification (Evaristo, 2009) (en gris foncé les fortes

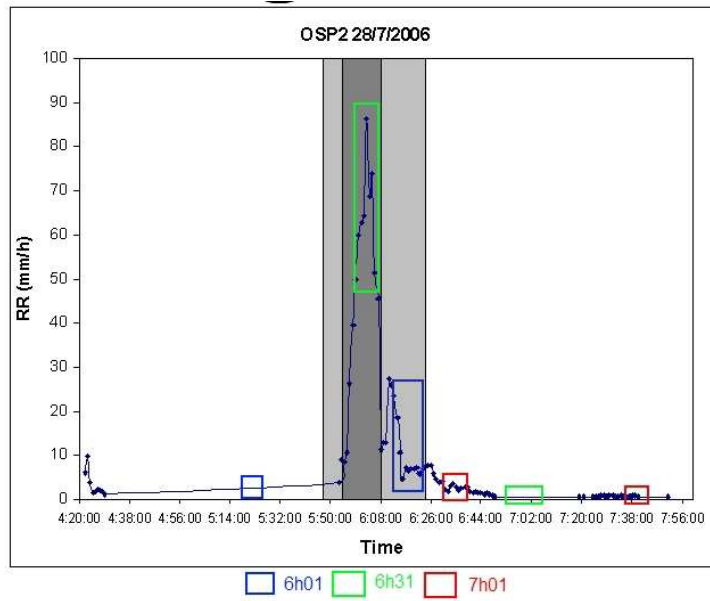


FIG. 3.10 – Taux de pluie de la ligne de grains du 28/07/06 mesuré par disdromètre. (Evaristo *et al.*). Les cadres de couleurs correspondent aux séquences utilisées pour restituer les trois champs de vent du RONSARD. Les classifications polarimétriques de Evaristo (2009) permettent de caractériser les fortes pluies (gris foncé) et les pluies modérées (gris clair).

pluies et en gris clair les pluies modérées).

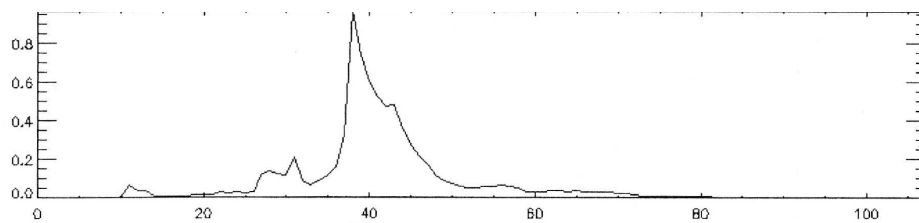


FIG. 3.11 – Cumuls de pluies sur 5 min du 28/07/06 (Depraetere *et al.*) normalisés.

La figure 3.11 représente la combinaison du maximum de cumul sur 5 min de différentes stations ayant observé la ligne de grains du 28 juillet 2006. Cette figure présente donc un profil de précipitations de la ligne de grains du 28 juillet. On remarquera que le maximum de précipitations est précédé d'un petit pic de précipitation (à X=30 km), et qu'il est suivi

par pic de précipitation secondaire (à $X=42$ km). La courbe de la figure 3.11 présente un pic de précipitations non symétrique. Le taux de pluie croît plus rapidement qu'il ne décroît. Cette caractéristique est retrouvée dans les profils de pluie établis à partir des restitutions microphysiques (cf figure 3.16).

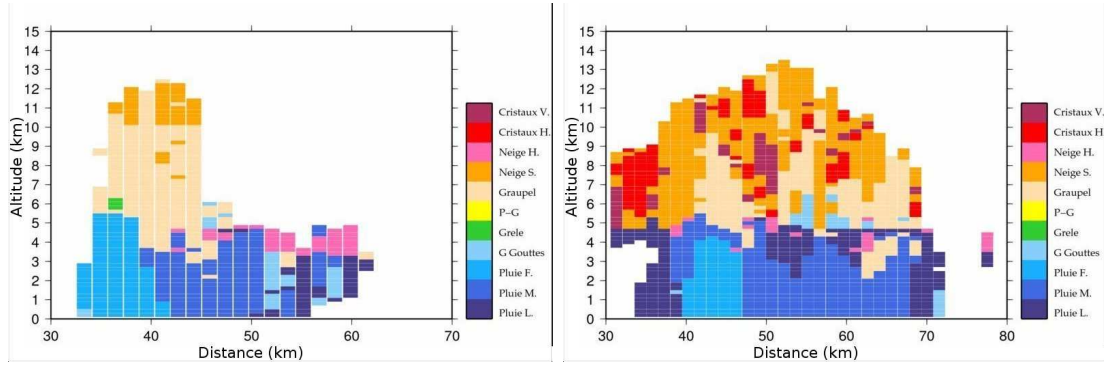
3.3.4 Classifications polarimétriques

En plus du champ de vent et des réflectivités, des classifications ont été réalisées par Evaristo (2009) avec les données du RONSARD et d'après la méthode décrite dans la section 3.2.3. La figure 3.12 présente les classifications associées aux réflectivités de la figure 3.6 pour le cas du 28 juillet 2006 à différents stades d'évolution de la ligne de grains. Comme pour la réflectivité, la figure 3.12(a) correspond au stade d'intensification de la ligne de grains, les figures 3.12(b) et 3.12(c) correspondent à une ligne de grains mature. A 6h, la ligne de grain commence à se dissiper (cf figure 3.12(d)) et enfin les figures 3.12(e) et 3.12(f) correspondent au stade de dissipation de la ligne de grains.

En plus des mesures par disdromètre au sol, les taux de précipitations sont renseignés en altitude sous l'isotherme 0° C par les classifications polarimétriques. La ligne de grains est caractérisée par de forts taux de précipitations, supérieurs à 30 mm.h^{-1} dans la partie convective, et des taux de pluie modérés (entre 5 et 30 mm.h^{-1}) dans la partie stratiforme et au niveau des anciennes cellules convectives, et enfin un taux de précipitations inférieur à 10 mm.h^{-1} dans le reste de la partie stratiforme.

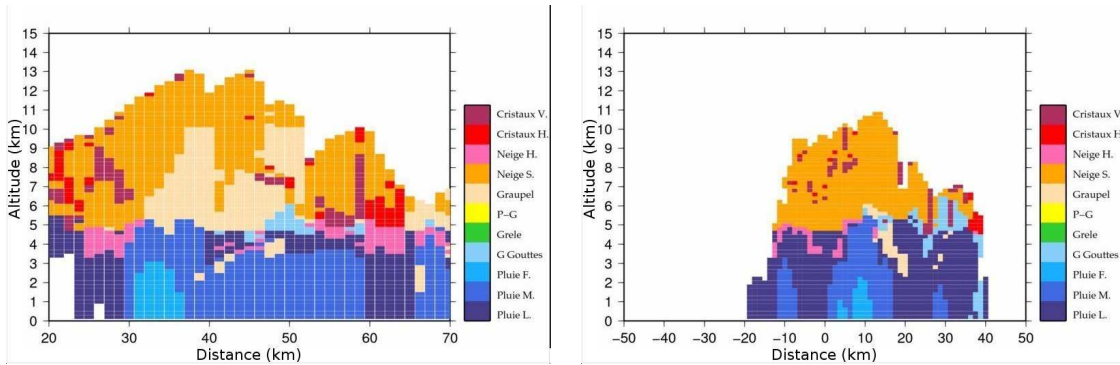
Au dessus de l'isotherme 0° C, cette ligne de grains est caractérisée par des graupels dans la zone convective et dans les anciennes cellules convectives ainsi que de la neige dans la partie stratiforme. On peut remarquer aussi qu'il y a moins de graupels et qu'ils sont à des altitudes plus basses à 5h54 qu'à 4h28.

Les figures de réflectivité (cf figure 3.6) et les classifications polarimétriques (cf 3.12) montrent bien l'évolution de la ligne de grains. A 4h28, on a une cellule convective de 5 kilomètres de large avec une partie stratiforme peu étendue, contenant beaucoup de graupels au dessus de la convection et de la partie stratiforme, sur une vingtaine de kilomètres de large et jusqu'à une altitude de 12 km. A 5h54, on a un système plus étalé, avec notamment une partie stratiforme de plus de 35 kilomètres de long, avec surtout



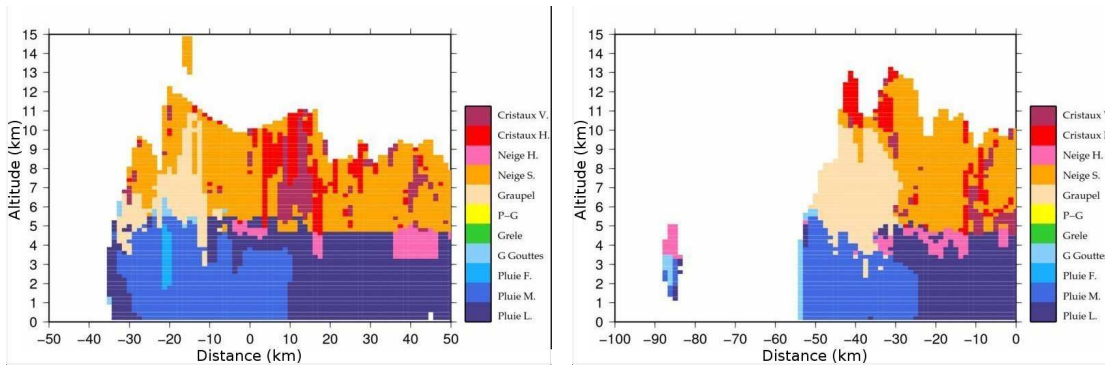
(a) Le 28/07/06 à 4h28

(b) Le 28/07/06 à 5h20



(c) Le 28/07/06 à 5h27

(d) Le 28/07/06 à 5h54



(e) Le 28/07/06 à 6h30

(f) Le 28/07/06 à 7h05

FIG. 3.12 – Classifications des hydrométéores (Evaristo, 2009) associées aux réflectivités de la figure 3.6 pour la ligne de grains du 28 juillet 2006

beaucoup moins de graupels situés dans la convection et ne dépassant pas 7 kilomètres d'altitude. Comme pour la réflectivité, il faut prendre en compte le fait que la coupe de 6h30 passe par une cellule de convection intense malgré la dissipation générale de la ligne

de grains. La classification de 7h05 montre une concentration importante de graupels.

3.4 Restitution microphysique avec les champs de vent restitués du RONSARD

Pour chaque série d'observations du radar RONSARD, nous obtenons un champ de vent 3D, interpolé pour les “trous”, et mis à la bonne résolution spatiale grâce à la méthode MANDOPAS. Dans chaque champ 3D on peut choisir plusieurs coupes verticales. Ces coupes verticales cataloguée de A à J sont référencés sur les figures 3.7 et 3.8. Ces dix champs de vent on été utilisés en entrée du modèle pour faire dix restitutions microphysique. Seule une sélection de ces restitutions est présentée dans ce chapitre.

Les champs de vent 2D ainsi obtenus sont ensuite utilisé en entrée de la méthode de restitution microphysique. Dans la suite de cette étude, on parlera de champ de vent 2D ou de coupe verticale. Les champs de vent de 6h01 et 6h31 représentent essentiellement la partie convective de la ligne de grains tandis que les champs de vent de 7h01 comprennent la partie convective et la partie stratiforme. Dans cette partie, nous avons choisi de regarder l'évolution de la ligne de grains avec les champs de vent **A** et **F** de 6h01 et 6h31 respectivement. Puis d'étudier en particulier deux champs de vent, le champ de vent **G** de 6h31 parce qu'il comprend une cellule de convection intense (cf figure 3.19(a)), et le champ de vent **I** de 7h01 parce qu'il possède une cellule de convection et une partie stratiforme (cf figure 3.19(b)). L'étude de ces restitutions permettra dans la section suivante (cf section 3.5) de dresser les caractéristiques de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

Toutes les restitutions microphysiques effectuées avec des champs de vent RONSARD ont la même résolution interpolée de 250m en horizontal et de 100m en vertical, la résolution initiale du champ de vent restitué à partir des observation du RONSARD est de 3000 m par 350 m. La taille des domaines varie entre 70 et 90 kilomètres de longueur et entre 7,8 et 12 km d'altitude. L'humidité, la température et la pression sont issues du radiosondage de Parakou du 28 juillet 2006 à 10h. La température est résolue pour toutes ces restitutions.

Dans toute la suite de l'étude, et sauf mentions contraires, les données de pression, de température et d'humidité utilisées sont celles du radiosondage de Parakou du 28 juillet 2006 à 10h. On notera que ce radiosondage est postérieur à la ligne de grains. Un radiosondage antérieur au passage de la ligne de grains aurait été préférable. Malheureusement le radiosondage de 4h est incomplet, celui du 27 à 22h comporte un biais humide lié aux sondes MODEM. En effet, les restitutions effectuées, avec les conditions initiales du radiosondage du 27 juillet à 22h, ont montré un fort développement du nuage liquide à l'avant de la ligne de grains. Ce développement du nuage liquide était lié au biais humide des sondes MODEM de Parakou. Une fois l'humidité corrigée d'un biais de 10 %, les résultats étaient plus en accord avec les observations. Bien qu'il soit possible de corriger le biais humide du radiosondage du 27 juillet à 22h, sa valeur exacte est difficile à estimer.

Finalement c'est le radiosondage du 28 à 10h qui a été utilisé plutôt que celui du 27 à 16h, parce que ce dernier est trop loin temporellement du passage de la ligne de grains au dessus du RONSARD.

Pour la distribution en taille des cristaux, on a utilisé une distribution en exponentielle de type Marshall et Palmer (1948) avec $\nu = 1$, $\alpha = 1$ et $x = -1$. Pour les précipitations glacées, le critère de détermination de l'espèce précipitante est le rapport de mélange en glace q_g :

- $q_g > 3,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Graupels (Lump) (**Lum3**) ;
- $1,5 < q_g < 3,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Neige dense (Dendrites) (**DenII**) ;
- $q_g < 1,5 \text{ g.kg}^{-1}$: Neige peu dense (Aggrégats) (**AggII**).

Les relations masse-diamètre et vitesse-diamètre des trois types d'hydrométéores sont données dans l'annexe A et la comparaison de ces relations pour ces 3 types d'hydrométéores est faite dans la figure A.5. Plus le contenu en glace est important plus on aura des hydrométéores glacés lourds, et plus ils chuteront rapidement. Les relations masse-diamètre permettent de comparer la masses des trois types d'hydrométéores, les graupels vont atteindre des masses supérieures à 1g pour des diamètres supérieurs à 3 mm, ainsi qu'une vitesse de chute supérieure à 2 m.s^{-1} . La neige dense ne dépassera pas le gramme, pour des vitesses de chutes de l'ordre de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$. Enfin la neige peu dense aura une masse et une vitesse de chute faible par rapport à la neige dense.

3.4.1 Evolution de la ligne de grains

La figure 3.13 montre les différents stades d'évolution d'une ligne de grains fournis à partir d'observations radar (Leary et Houze, 1979a). Les observations du RONSARD (cf figure 3.6) suivent cette évolution de la ligne de grains. On note l'évolution entre le stade d'intensification (cf figure 3.6(a)), le stade mature (cf figure 3.6(b) et 3.6(c)), et la dissipation (cf figures 3.6(d), 3.6(e) et 3.6(f)).

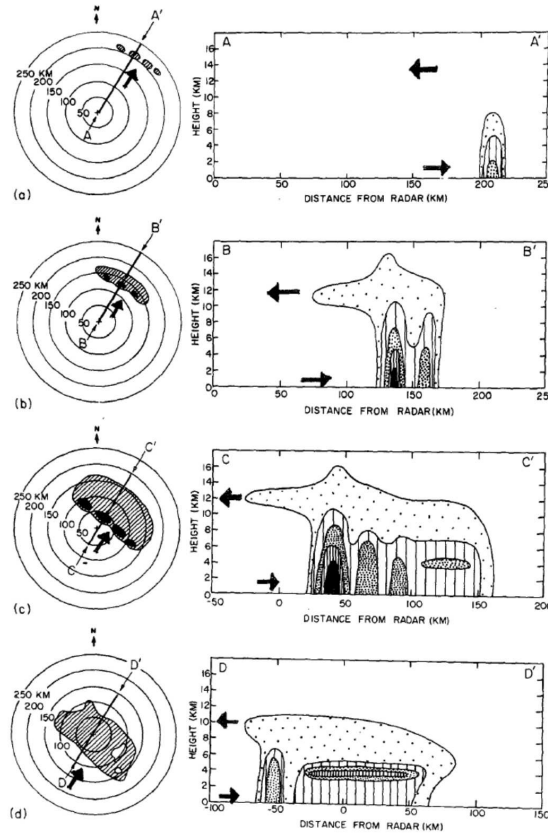


FIG. 3.13 – Schéma du cycle de vie d'un M.C.S. réalisé à partir d'observations radar durant les phases (a) de formation, (b) d'intensification, (c) mature et (d) de dissipation. (Leary et Houze, 1979a)

Le cycle d'évolution de la ligne de grains du schéma 3.13 commence par une cellule de forte réflectivité sans partie stratiforme. Pendant le stade d'intensification la cellule convective importante est suivie d'une partie stratiforme composée notamment de cellules

de convection moins intenses. Enfin, lors de la phase de dissipation, on passe d'une cellule de convection moins importante en altitude avec des réflectivités plus faibles à une partie stratiforme bien développée.

En sélectionnant les coupes A (de 6h01) et F (de 6h31) (cf figure 3.14), on peut illustrer l'évolution de la ligne de grains pendant sa phase de dissipation, car ces deux coupes sont proches spatialement et temporellement. De plus, elles traversent la même cellule de convection (cf figure 3.7) qui a évolué entre 6h01 et 6h31.

Pour la restitution de 6h01 (cf figure 3.14(e)), on retrouve comme sur les observations (cf figure 3.14(c)) une cellule de forte réflectivité (50 dBz) entre 50 et 70 km le long de la coupe et de 5 kilomètre d'altitude (entre 20 t 5à km pour les observations). 30 kilomètre à l'avant de la cellule de convection principale, on restitue une première cellule de forte réflectivité, qui bien que surévaluée en terme d'intensité se retrouve dans les observations (cf figure 3.14(a) à X=50 km) De même pour 6h31, on retrouve dans la restitution (cf figure 3.14(f)) une zone de réflectivité autour de 30 kilomètres le long de la coupe et d'une intensité de 40 dBz comme dans les observations (cf figures 3.14(b), à X= 60 km et 3.14(d), à X=5 km). Sur la figure 3.14(d), on peut voir un "trou" de réflectivité de 20 km suivit d'une deuxième cellule de forte réflectivité. Dans la restitution, même si la deuxième cellule de forte réflectivité trop intense, on retrouve le "trou de réflectivité d'une vingtaine de kilomètres. La comparaison entre les réflectivités restituées et les observations reste qualitative puisque le champ de vent restitué est intermédiaire aux champs de vent liés aux observations. Les réflectivités observées, comme celles restituées, montrent bien l'évolution de la ligne de grains qui commence à se dissiper à partir de 6h. On passe de réflectivités supérieures à 45 dBZ à 6h01 à des réflectivités autour de 40 dBz à 6h31. La cellule de forte réflectivité voit aussi son altitude maximale diminuer (cf figure 3.14).

3.4. Restitution microphysique avec le champ de vent RONSARD

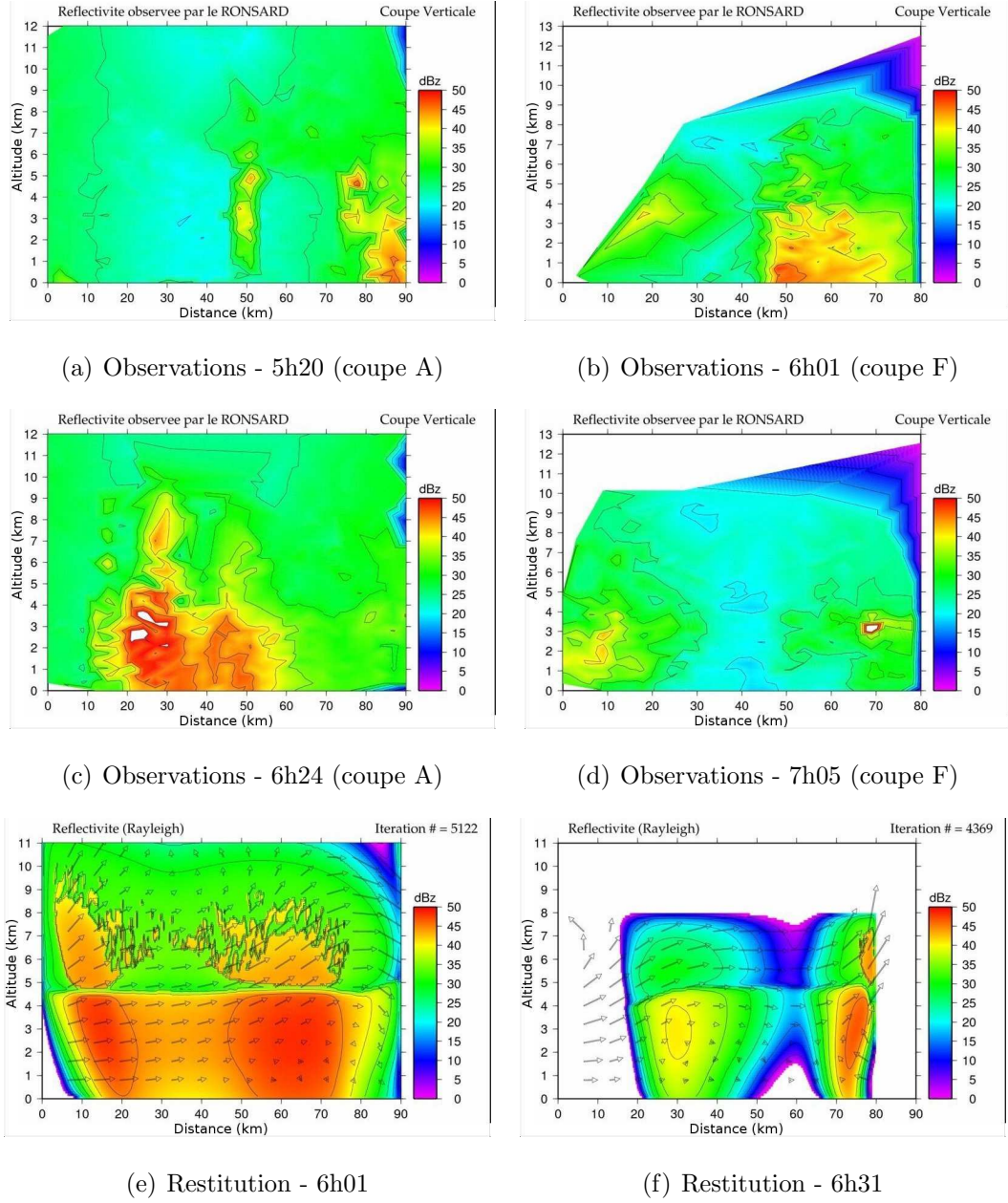


FIG. 3.14 – Comparaison entre les observations du RONSARD (a,b,c et d) et les restitutions (e et f) de la réflectivité par le modèle microphysique : Coupes A (6h01) et F (6h31). Les coupes de réflectivités observées sont les coupes brutes, non corrigées de l'advection. Le champ de vent est superposé à la réflectivité restituée (e et f)

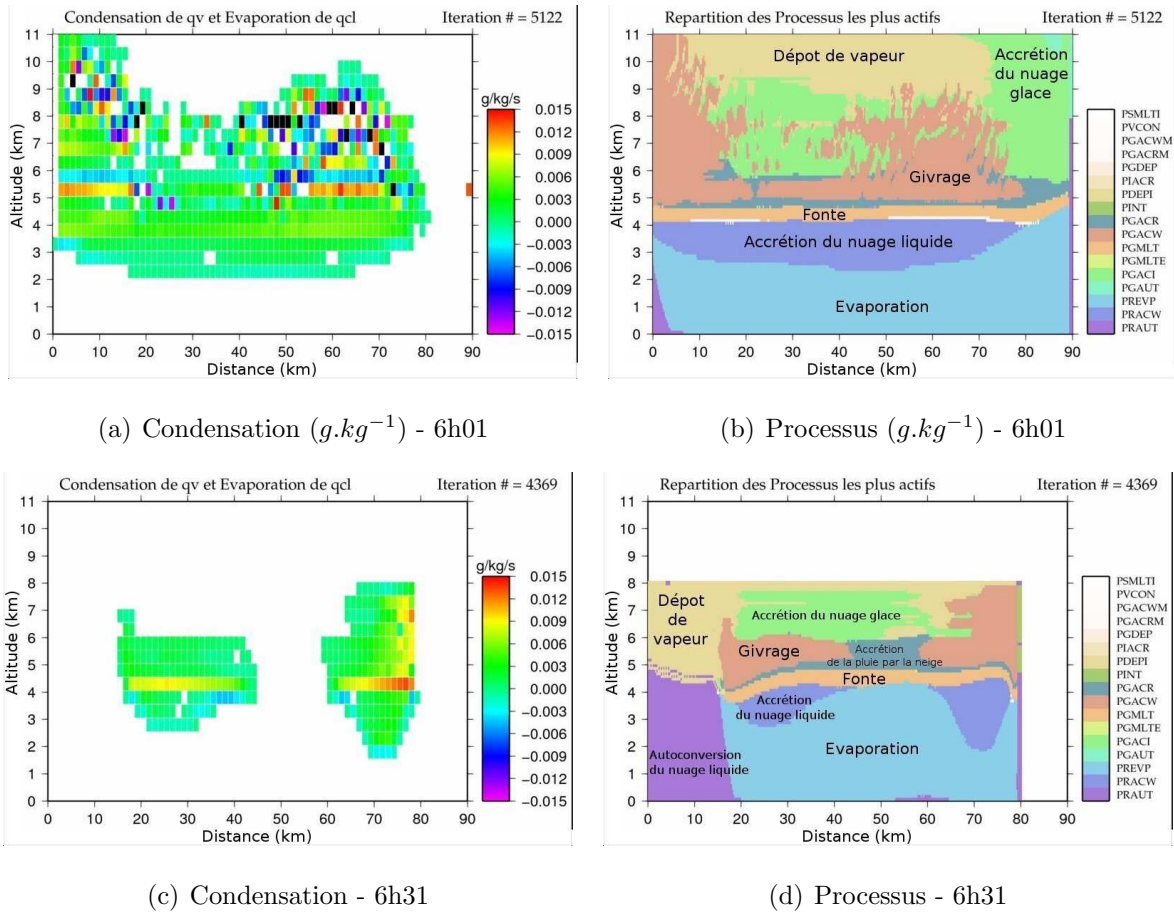


FIG. 3.15 – Processus de condensation pour les restitutions de 6h01 (a) et de 6h31 (c). Répartition des processus microphysiques les plus actifs pour les restitutions de 6h01 (b) et de 6h31 (d) le 28/07/06

La méthode de restitution permet une restitution de la cellule de convection principale et des cellules “secondaires” en accord avec les observations. L’effet de la diffusion lisse les champs restitués, néanmoins les structures restituées (notamment la zone convective) sont bien placées (par rapport à la moyenne des réflectivités ou l’advection a été corrigée), de la bonne taille et de la bonne intensité, comparées aux observations. On peut donc observer dans les restitutions comme dans les observations la dissipation de la ligne de grains. Du point de vue dynamique, bien que l’ascendance principale soit à peine moins importante en valeur maximale à 6h31 qu’à 6h01, elle est nettement moins large horizontalement et ne dépasse pas les 8 kilomètres d’altitude là où l’ascendance de 6h01 dépasse les 10 km

d'altitude. On va donc avoir une condensation beaucoup plus importante au dessus de l'isotherme 0°C à 6h01 (cf figure 3.15(a)), d'où un givrage plus important et actif jusqu'à 11 km d'altitude (cf figure 3.15(b)) et une phase glace globalement plus intense.

Pour plus de lisibilité, les figures 3.15(a) et 3.15(c) ont été moyennées sur une grille de 500 m x 300 m. En effet, comme définit précédemment, le processus de condensation/évaporation du nuage liquide présente une instabilité numérique dans les zones proches de 100 % d'humidité relative. Cette instabilité crée des bandes alternant condensation et évaporation au sein du nuage liquide. En moyennant la restitution, on "gomme" ces bandes pour retrouver une répartition plus physique avec la condensation au niveau du nuage liquide et l'évaporation sur les bords du nuage liquide.

L'évolution des réflectivités s'accompagne aussi d'une évolution des taux de précipitations (cf figure 3.16). On restitue ainsi des taux au sol de 35 mm.h^{-1} à 6h01 contre des taux de précipitations de 10 mm.h^{-1} à 6h31. Si l'on poursuit la comparaison, à 7h01 les taux de précipitations ne sont plus que de 5 mm.h^{-1} . Ces taux précipitants sont en accord avec les taux de pluie mesurés par les disdromètres (cf figure 3.10) et les classifications polarimétriques qui montrent des taux de précipitation dans la convection inférieurs à 30 mm.h^{-1} . Le taux de précipitations décroît donc avec la dissipation de la ligne de grains.

Une caractéristique du taux de précipitation observée (cf 3.11), à savoir que le taux de précipitation augmente plus vite qu'il ne décroît au passage de la ligne de grains se retrouve bien dans les taux de pluie restitués (cf figure 3.16).

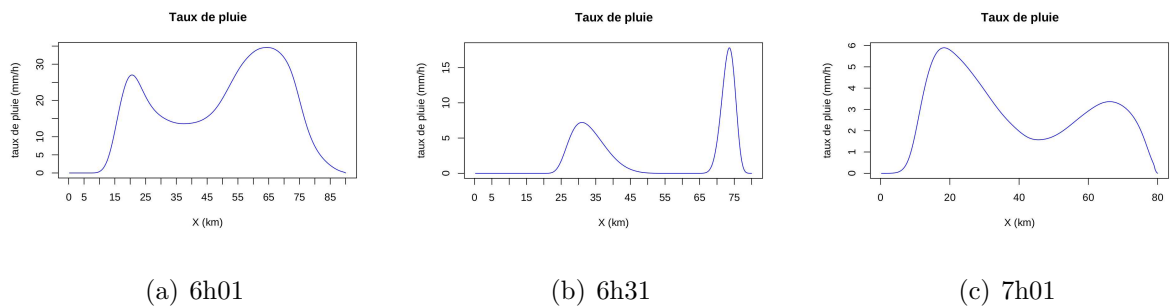
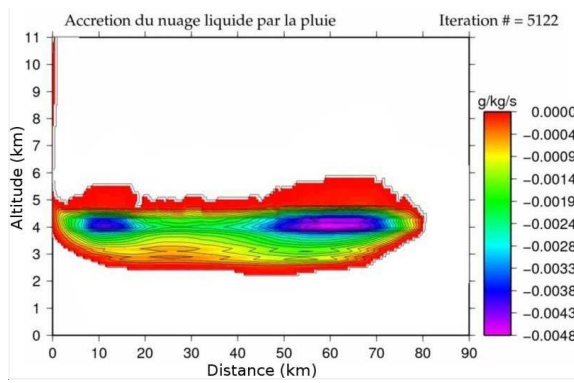


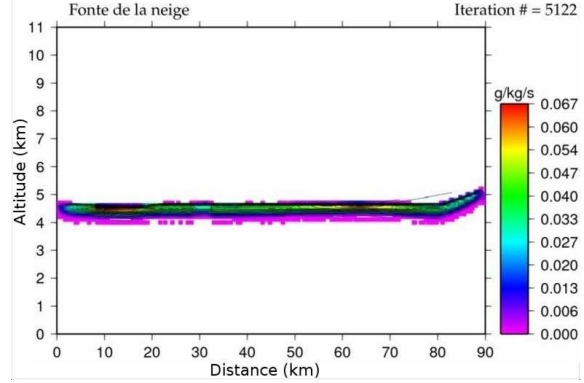
FIG. 3.16 – Taux de pluie restitués le 28 juillet 2006

Si l'on regarde deux des processus les plus importants dans la formation de la pluie,

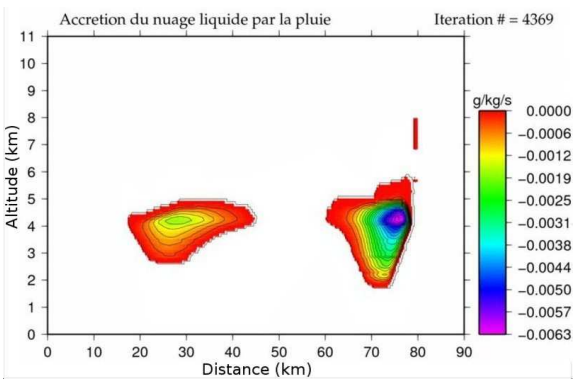
l'accrétion du nuage liquide par la pluie et la fonte de la neige (cf figure 3.17) on s'aperçoit que l'accrétion est légèrement inférieure, à 6h31 qu'à 6h01, dans l'ascendance principale et supérieure, à 6h31 qu'à 6h01 dans l'ascendance secondaire. Les taux de pluie sont pourtant nettement inférieurs à 6h31 qu'à 6h01. Cette différence peut s'expliquer lorsque l'on regarde la fonte, en effet la phase glace étant nettement plus active à 6h01, la contribution de la fonte dans les précipitations liquides est beaucoup plus importante à 6h01 qu'à 6h31 (cf figure 3.17). Cette importance de la phase glace dans les précipitations est en accord avec les résultats de Leary et Houze (1979b), Tao *et al.* (1990) et Liu *et al.* (1997). On observe bien que plus la convection est active, plus la contribution de la phase glace comme source de précipitations liquides est importante.



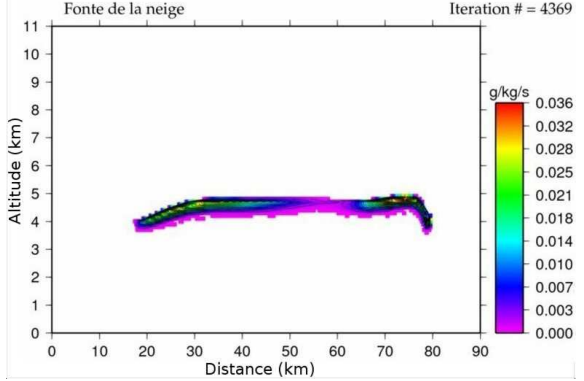
(a) Accrétion ($g.kg^{-1}$) - 6h01



(b) Fonte ($g.kg^{-1}$) - 6h01



(c) Accrétion ($g.kg^{-1}$) - 6h31



(d) Fonte ($g.kg^{-1}$) - 6h31

FIG. 3.17 – Processus d'accrétion (a et c) et de fonte (b et d) pour les restitutions de 6h01 et de 6h31 du 28/07/06

La figure 3.18 présente les profils verticaux moyens pour les dix restitutions microphysiques utilisant les champs de vent du RONSARD, pour trois processus importants dans la restitution des précipitations : l'évaporation, la fonte et le givrage. Les profils sont classés en trois groupes, bleu pour les restitutions de 6h01, vert pour celles de 6h31 et enfin rouge pour celles de 7h01. Les deux restitutions de 7h01 sont très proches, résultat attendu puisque les deux restitutions sont proches spatialement l'une de l'autre et ont des dynamiques très similaires. Les restitutions de 6h01 forment deux groupes distincts : les restitutions C et D avec des ascendances faibles et les restitutions A et B avec des ascendances fortes. Les restitutions de 6h31 forment comme celles de 6h01 deux groupes distincts : les restitutions F et H avec des ascendances faibles et les restitutions E et G avec des ascendances fortes.

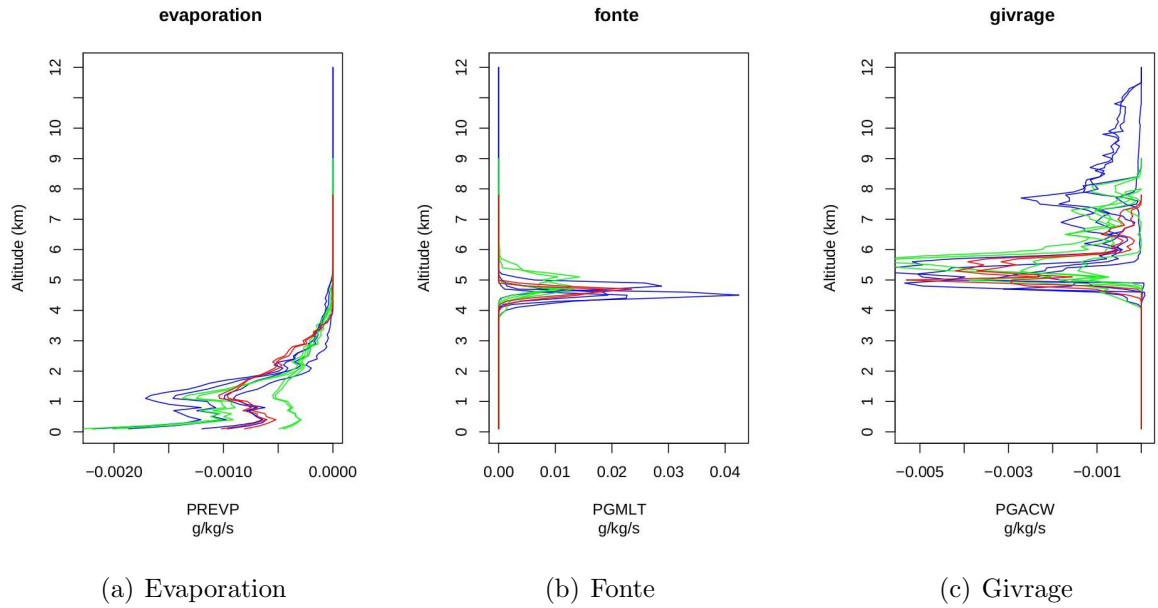


FIG. 3.18 – Profils verticaux moyens pour différents processus (a) l'évaporation, (b) la fonte, et (c) le givrage, pour toutes restitutions réalisées avec les coupes 2D des champs de vent 3D de 6h01 (bleu) de 6h31 (vert) et 7h01 (rouge)

La comparaison de ces restitutions montre l'influence de la dynamique puisque que pour une même heure, les profils dépendent de l'intensité des ascendances. Mais on re-

marque aussi l'évolution de la ligne de grains, l'évaporation diminuant d'intensité avec la dissipation de la ligne de grains (cf figure 3.18(a)), tout comme la fonte qui diminue de près de 50 % entre 6h01 et 6h31 (cf figure 3.18(b)). Enfin le givrage, est comparé seulement en dessous de 8 km d'altitude, car certaines restitutions (notamment celles de 7h01) ont une altitude maximale de 7,8 km. A 7 km, on s'aperçoit que la phase glace est de moins en moins active avec l'évolution temporelle de la ligne de grains. Le givrage est maximal entre 5 et 6 km d'altitude.

Les restitutions effectuées à partir d'un champ de vent "intermédiaire" restitué à un radar sont comparables aux observations aussi bien pour les réflectivités que pour les taux de pluie. Néanmoins cette comparaison reste quantitative car le champ de vent restitué n'est qu'un champ intermédiaire entre les deux séquences utilisées pour le restitué. Ces restitutions permettent aussi de suivre l'évolution de la ligne de grains. L'avantage de la méthode de restitution, par rapport aux observations, est ici de pouvoir associer à l'évolution de la réflectivité et du taux de pluie une évolution des processus microphysique. On note aussi l'importance de la phase glace comme source de précipitations liquides dans la partie convective.

3.4.2 Comparaison avec les observations pour les restitutions de 6h31 et 7h01

En étudiant les coupes A de 6h01 et F de 6h31 on a pu étudier l'évolution de la ligne de grains. Nous allons maintenant nous intéresser aux coupes G de 6h31 et I de 7h01. Ses deux coupes ont été choisies parce que la coupe G possède une l'ascendance importante (8 m.s^{-1} - cf figure 3.19(a)), et parce que la coupe I a été réalisé avant d'avoir dans la même coupe la convection et la partie stratiforme (cf figure 3.19(b)).

La figure 3.19 présente la vitesse verticale du vent (w) pour deux coupes verticales (les coupes G et I de la figure 3.8) issues des restitutions du champ de vent à partir des données du RONSARD.

Les champs de vent de la figure 3.19 présentent des intensités différentes. Le champ de 7h01 a une ascendance modérée de l'ordre de 5 m.s^{-1} , alors que le champ de vent

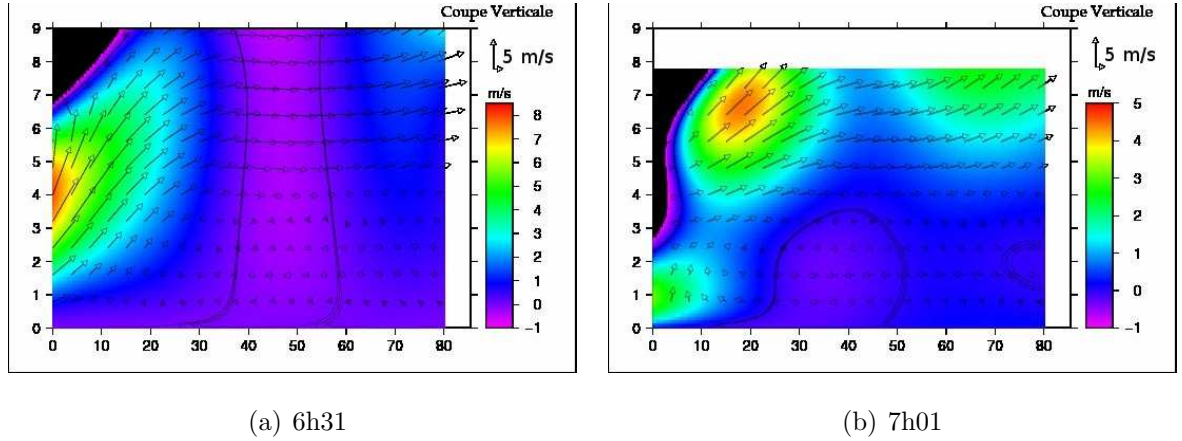


FIG. 3.19 – Composante verticale (w) des champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD du 28 juillet 2006 a) à 6h31 b) à 7h01. Le trait continu noir correspond à l'isocontour $w = 0 \text{ m.s}^{-1}$. Les flèches noires correspondent aux vecteurs vents ($\vec{U} + \vec{W}$).

de 6h31 présente une forte ascendance de 8 m.s^{-1} . Contrairement aux champs de vent synthétiques, on notera que la zone d'ascendance est inclinée. Pour les deux champs de vent, à l'arrière de l'ascendance, on a la présence d'un courant descendant avec une vitesse de l'ordre de 1 m.s^{-1} .

La figure 3.21 présente les réflectivités observées à 6h01 (cf figure 3.20(a)) et 7h05 (cf figure 3.20(c)) pour le champ de vent G de 6h31 et les réflectivités observées à 6h37 (cf figure 3.20(b)) et 7h43 (cf figure 3.20(d)) pour le champ de vent I de 7h01. Ainsi que les réflectivités restituées par le modèle (cf figures 3.20(e) et 3.20(f) pour les champs G et I respectivement). L'évolution et la dissipation de la ligne de grains est visible quand on compare les réflectivités restituées de 6h31 et de 7h01. Les observations du RONSARD montrent que l'on passe d'une réflectivité de près de 50 dBz avant 7h (cf figures 3.20(a)) et 3.20(b)) à une réflectivité d'une quarantaine de dBz après 7h (cf figures 3.20(c)) et 3.20(d)). Cette baisse de réflectivité est corrélée avec la baisse d'intensité de l'ascendance. Dans les 2 restitutions, on observe un trou de réflectivité suivi d'une nouvelle zone de réflectivité plus importante. Ce trou de réflectivité et la deuxième ascendance sont bien observés. La comparaison entre les réflectivités observées et les réflectivités restituées ne peut être que qualitative, le champ de vent restitué étant intermédiaire et ne correspondant

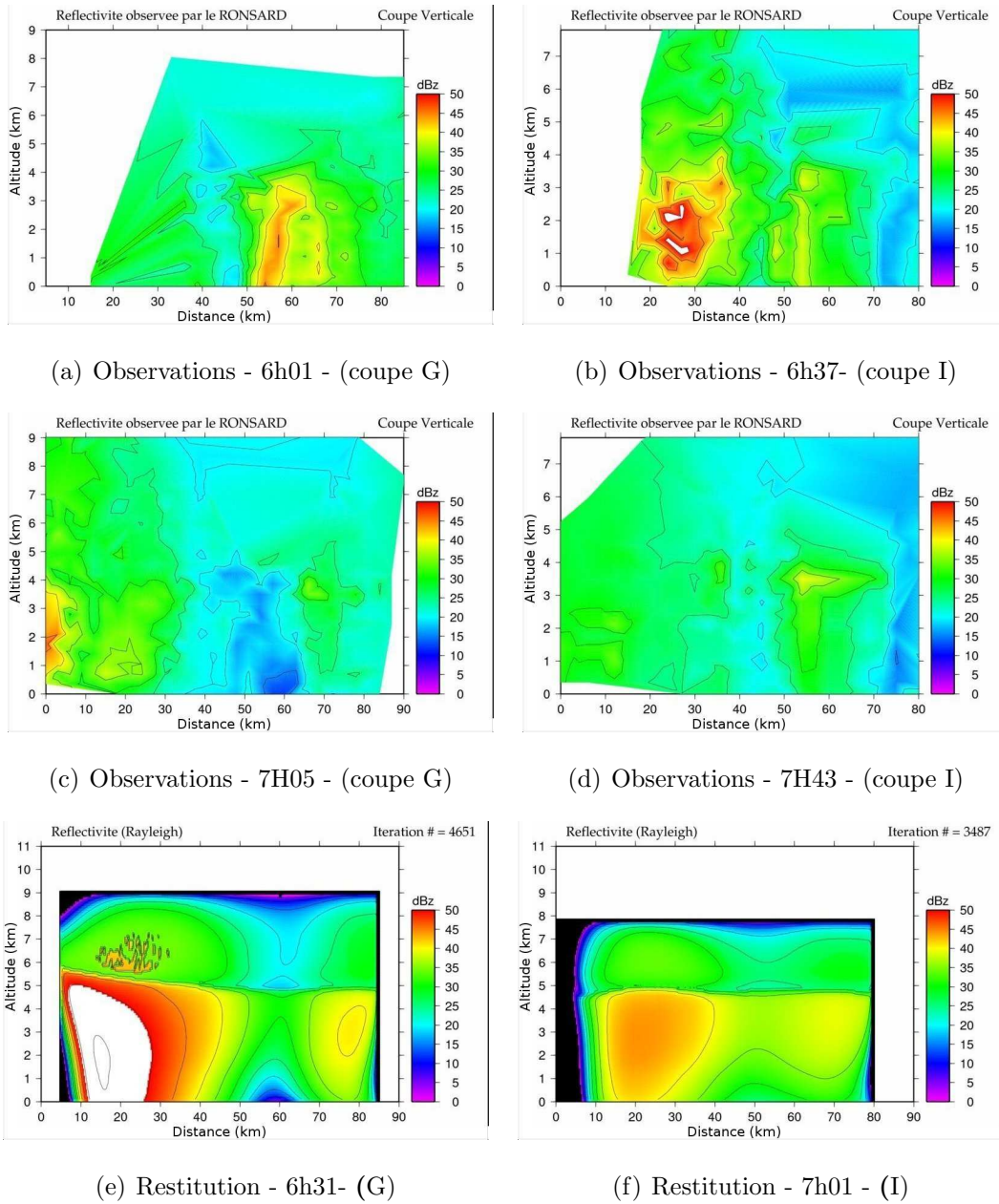


FIG. 3.20 – Réflectivité (dBz) des observations (a et b) du RONSARD (non corrigées de l'advection) et des restitutions du modèle diagnostique (c et d) pour les champs de vent G et I du 28 juillet 2006

donc exactement à aucune des observations de réflectivité.

Les classifications polarimétriques d'Evaristo (2009) nous donnent deux informations que l'on peut comparer aux restitutions, le taux de pluie d'une part et la présence de

graupels d'autre part. Les taux de pluie restitués sont généralement bien en accord avec les classifications. Pour la présence de graupels, si la position des graupels est correctement restituée, l'importance de la zone de graupels est généralement sous-estimée par le modèle. Deux raisons peuvent expliquer ce résultats. D'une part la détermination des graupels en fonction du contenu en glace, même si elle donne globalement de bon résultats, n'est pas forcément adaptée à tous les cas. Et cette détermination des graupels utilise des seuils (dans le cas présent $3,5 \text{ g.kg}^{-1}$ pour les graupels) qui peuvent être ajustés. D'autre part, les classifications déterminent l'hydrométéore le plus probable, avec une probabilité de présence, mais aussi le second hydrométéore le plus probable. On peut donc comparer les probabilités de présence et déterminer les zones où il est plus probable d'avoir un mélange des deux hydrométéores. Pour les classifications polarimétriques des coupes **G** et **I**, une partie des graupels a une probabilité très proche du second hydrométéore le plus probable (la neige). Il se peut donc que l'on ai de la neige à la place des graupels ou du moins mélangée au graupels.

Les deux restitutions à partir de champs de vent issus du RONSARD ont montré que le modèle était en accord avec les observations et les classifications polarimétriques. Cependant l'évolution de la ligne de grains est difficile à quantifier, car même si la production des différents processus est différente entre la coupe G et la coupe I, la coupe G de 6h31 n'est pas caractéristique d'une ligne de grains en phase de dissipation. La cellule convective traversée par la coupe G présente des taux de précipitations de l'ordre de 100 mm.h^{-1} plus caractéristiques d'une ligne de grains mature. On s'aperçoit donc que la comparaison de différentes coupes au sein de la même ligne de grains est difficile lorsqu'elle sont séparées temporellement. La comparaison des différentes coupes est d'autant plus difficile que les lignes de grains ne peuvent pas toujours être considérées comme bidimensionnelles. La figure 3.5 illustre bien le caractère tridimensionnel de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

Cependant en sélectionnant des coupes proches spatialement et temporellement et qui passent par la même cellule de convection on peut observer l'évolution de la ligne de grains pendant sa phase de dissipation.

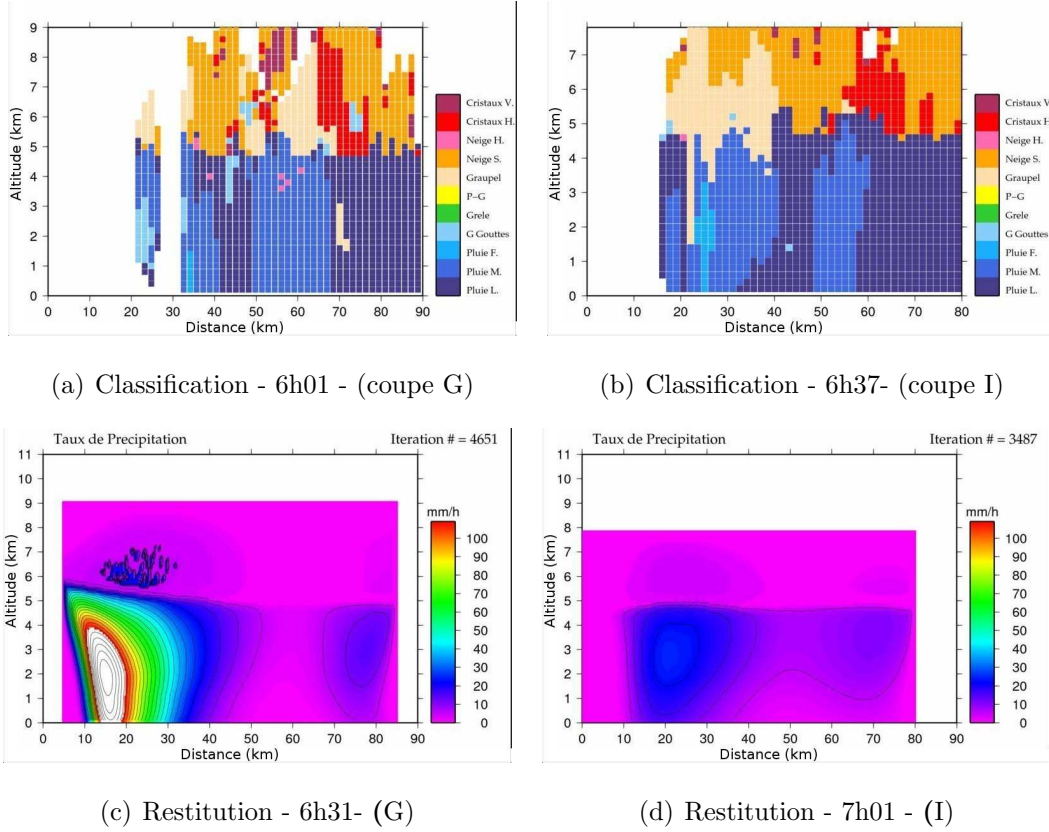


FIG. 3.21 – Réflectivité (dBz) des observations (a,b,c et d) du RONSARD (non corrigées de l'advection) et des restitutions du modèle diagnostique (e et f) pour les champs de vent G et I du 28 juillet 2006

3.4.3 Restitution de 6h31

La coupe G du champ de vent de 6h31, passe par une cellule de forte réflectivité (cf figure 3.7(b)). Le champ dynamique (cf figure 3.19(a)) révèle une zone d'ascendance principale (entre $X=0$ et 20 km) suivie d'une zone de faible ascendance (entre $X=60$ et 80km). Ces deux zones d'ascendance vont former deux cellules de précipitations distinctes, mais d'intensités très différentes.

Sur la figure 3.22, la première cellule de précipitations est la plus intense, elle est associée à une ascendance de $8 m.s^{-1}$. Le nuage liquide se développe entre 2 et 6 km d'altitude (principalement à $X=8$ km). Entre 6 et 8 km d'altitude, on retrouve de l'eau surfondue. Comme décrit précédemment, le modèle microphysique restitue mal le nuage glace en

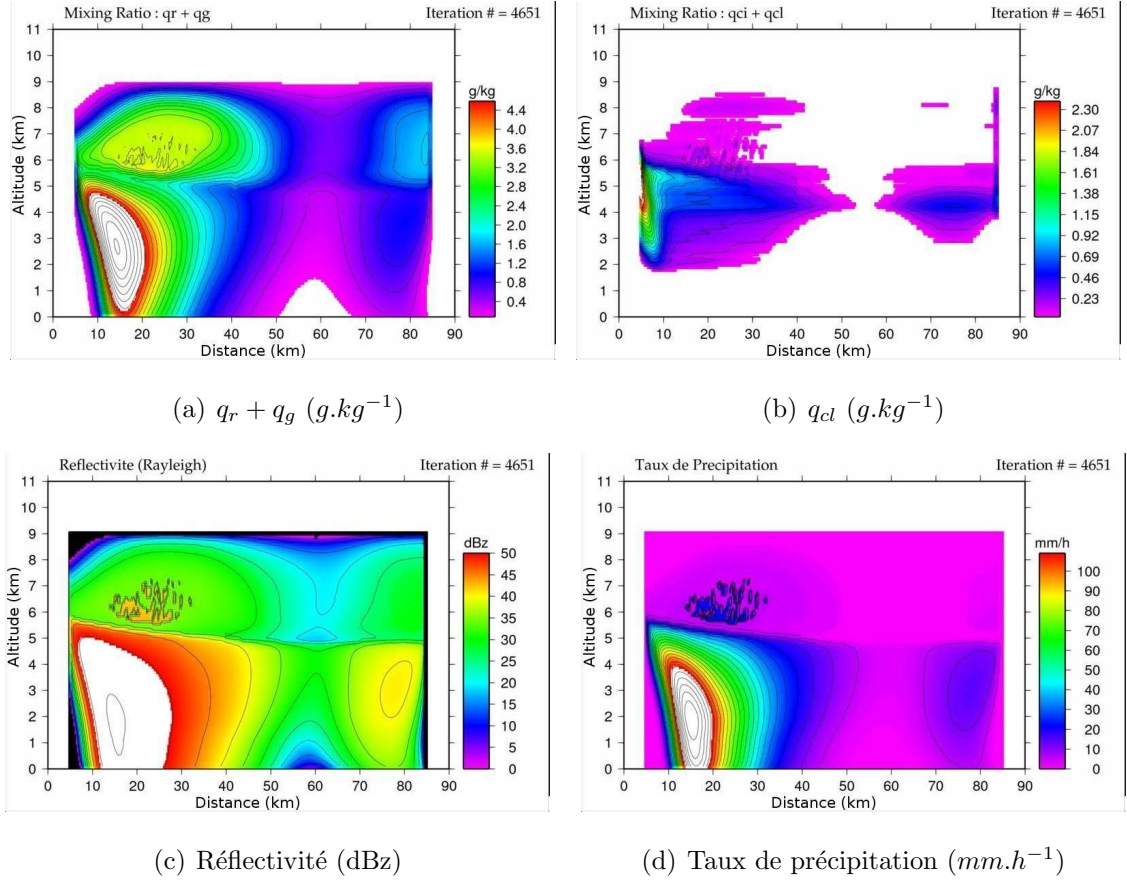


FIG. 3.22 – Rapport de mélange en a) Précipitations b) Nuage liquide, c) Réflectivité d) Taux de précipitation pour la restitution microphysique avec le champ de vent du RONSARD de 6h31 (coupe G)

dessous de 8 kilomètre d'altitude, en paramétrant l'autoconversion, nous avons favorisé la restitution de la glace précipitante au détriment du nuage glace. La forte ascendance est associée à un fort contenu en pluie supérieur à $6 g.kg^{-1}$ (entre 0 et 5 km d'altitude et pour X compris entre 10 et 20 km), alors que le contenu en glace précipitante ne dépasse pas les $4 g.kg^{-1}$ (à 6 km d'altitude et X= 22 km). La deuxième zone d'ascendance de faible intensité produit de faibles précipitations (entre X=70 et 80 km) associées à un nuage liquide peu développé entre 3 et 6 km d'altitude (à X= 75 km). Le champ de vent est restitué a une altitude maximale trop faible (9km) pour voir apparaitre le développement du nuage glace dans le modèle diagnostique.

La cellule de convection principale est caractérisée par des réflectivités supérieures

à 50 dBz, compatibles avec les observations. Même si les intensités des réflectivités et des taux de pluies ne sont pas reproduites avec précision par la méthode de restitution microphysique comparée aux observations de 6h30 (cf figures 3.6(e) et 3.12(e)), notamment à cause de l'hypothèse de bidimensionnalité et de la diffusion importante paramétrée dans le modèle. L'impact de la diffusion n'est pas significatif sur les structures restituées, ni en terme d'intensité. Par contre la diffusion va lisser les champs, donc le modèle ne restituera pas de structure fines.

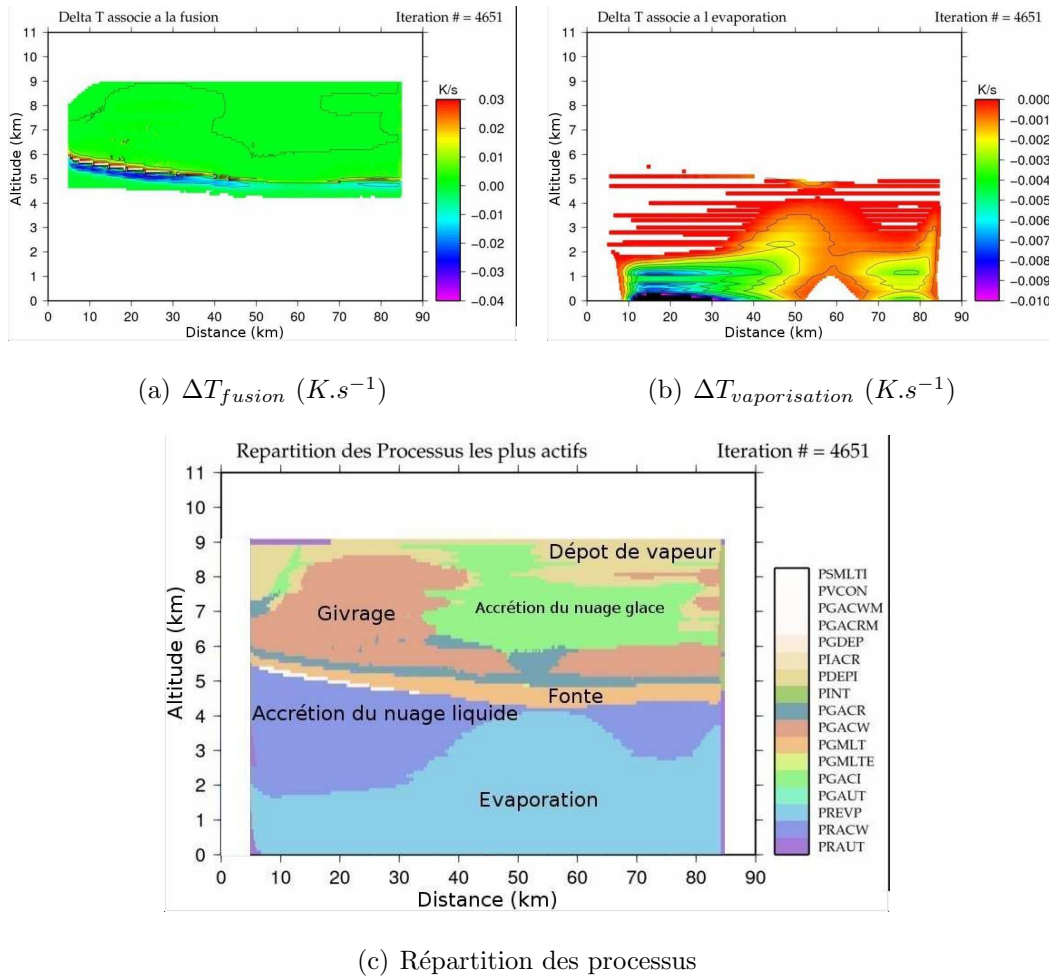


FIG. 3.23 – a) ΔT_{fusion} : Taux de refroidissement/réchauffement dû aux processus de fonte et de congélation b) $\Delta T_{vaporisation}$; Taux de refroidissement/réchauffement dû au processus d'évaporation. c) Répartition des processus microphysiques les plus actifs pour la restitution avec le champ de vent du RONSARD de 6h31 (G)

On retrouve bien une cellule de convection intense avec un développement vertical important et une concentration de graupels importante. Le taux de précipitations au sol dépasse les 100 mm.h^{-1} , ce qui est compatible avec les mesures des disdromètres qui ont enregistré des valeurs proches de 100 mm.h^{-1} (cf figure 3.10). Derrière la partie convective, les taux de précipitations redescendent très vite en dessous de 30 mm.h^{-1} pour finir en dessous de 10 mm.h^{-1} à une vingtaine de kilomètres de la convection. Pour les taux de précipitations, on retrouve, comme dans les classifications polarimétriques (cf figure 3.12(e)), une zone de forte précipitations d'une trentaine de kilomètre de long suivie d'une zone de plus faible précipitation, et des graupels en haut de la convection.

On observe un réchauffement au dessus de l'isotherme 0° C dû au givrage des gouttelettes nuageuses, et un refroidissement au niveau de l'isotherme 0° C dû à la fonte des précipitations glacées (cf figure 3.23(a)). L'ascendance étant importante, le givrage des gouttelettes nuageuses (au dessus de l'isotherme 0° C) est actif jusqu'à 8,5 km. La répartition des processus (cf image 3.23(c)) est comparable aux restitutions avec le champ de vent synthétique de référence (cf section 2.3). Conformément aux résultats de Hauser *et al.* (1988) l'évaporation refroidit les basses couches (cf image 3.23(b)), ce refroidissement est associé à un flux de retour d'une épaisseur de 2 km (X compris entre 10 et 40 km)

3.4.4 Restitution de 7h01

La coupe I de 7h01 est intéressante car elle présente une partie convective et une partie stratiforme bien développée. La dynamique de cette coupe peut être comparée à la dynamique du champ de vent synthétique de référence avec une cellule de convection (cf section 2.3).

Si l'on regarde les coupes horizontales de réflectivité (cf figures 3.7), on remarque que la cellule convective observée dans la coupe G est très certainement la même que celle observée dans les coupes I et J. Première constatation, l'ascendance convective est moins importante dans la coupe I que dans la coupe G ($w < 5 \text{ m.s}^{-1}$, cf figure 3.19(b)). Cette faible ascendance est caractérisée par une plus faible réflectivité (autour de 45 dBz, entre X=15 et 30 km) et surtout un taux de précipitation autour de 10 mm.h^{-1} , compatible avec les mesures de disdromètre (cf figures 3.10). On notera aussi que les précipitations

dans la phase glace sont peu développées, ce qui est cohérent avec une faible ascendance correspondant au stade de dissipation de la ligne de grains.

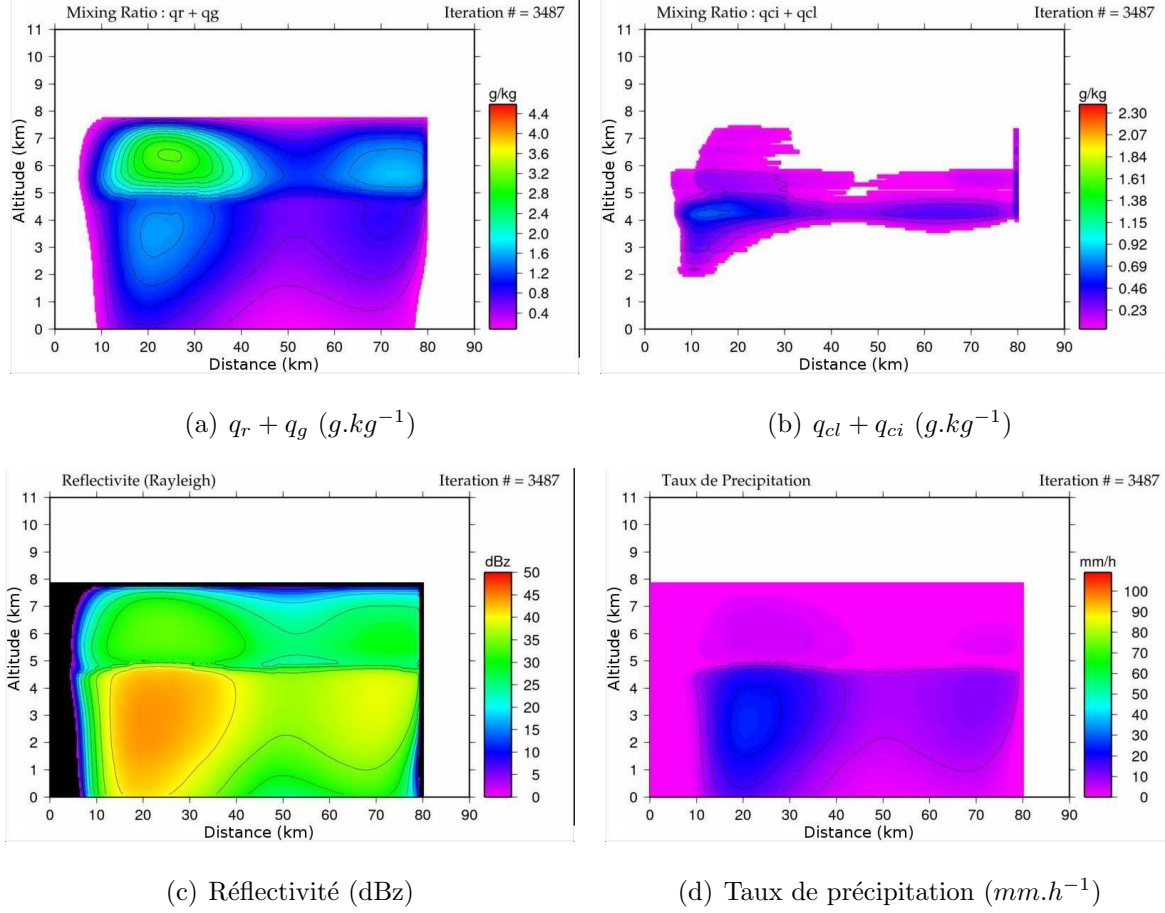
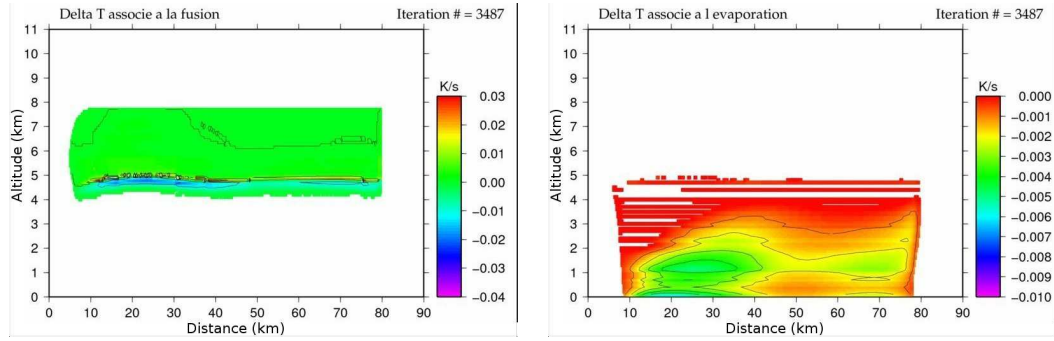


FIG. 3.24 – Rapport de mélange en a) Précipitations b) Nuage, c) Réflectivité d) Taux de précipitation pour la restitution microphysique avec le champ de vent du RONSARD de 7h01 (coupe I)

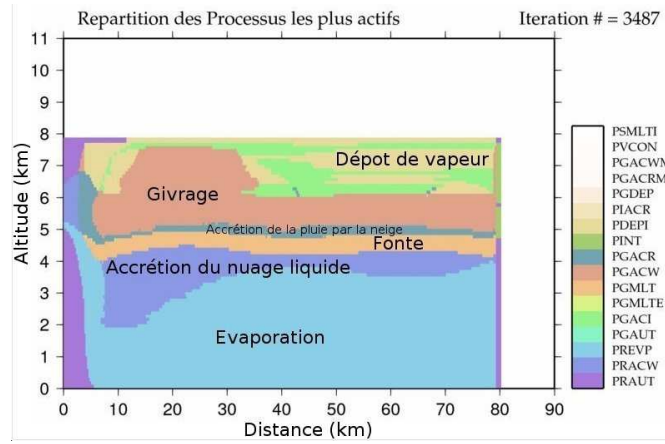
Sur la figure 3.24, les réflectivités restituées sont de l'ordre de 45 dBZ dans la convection et les taux précipitants de l'ordre de 20 $mm.h^{-1}$ (entre $X=15$ et 35 km), ce qui est compatible avec les observations (cf figures 3.6(f) et 3.12(f)). Cependant la présence d'une grande concentration de graupels au sein d'une cellule de convection peu active ($w < 5m.s^{-1}$) n'est pas du tout représentée par le modèle. Aux vues des faibles réflectivités observées et de la vitesse des vents, on peut en déduire que ces graupels n'ont pas été produits à cet instant et qu'ils se sont accumulés ici. Cette accumulation ne peut être représentée

par le modèle puisque ce dernier ne prend en compte que la dynamique instantanée qu'il suppose être stationnaire. Pour améliorer cela, on pourrait utiliser les contenus en eau de la restitution de 6h31 en entrée de la restitution de 7h01. Pour les taux de précipitations, on retrouve, comme dans les classifications polarimétriques (cf figure 3.12(f)), une zone de forte précipitations d'une vingtaine de kilomètre de long (entre X=15 et 35 km) suivie d'une zone de plus faible précipitation.



(a) $\Delta T_{fusion} (K.s^{-1})$

(b) $\Delta T_{vaporisation} (K.s^{-1})$



(c) Répartition des processus

FIG. 3.25 – a) ΔT_{fusion} : Taux de refroidissement/réchauffement dû aux processus de fonte et de congélation b) $\Delta T_{vaporisation}$; Taux de refroidissement/réchauffement dû au processus d'évaporation. c) Répartition des processus microphysique les plus actifs pour la restitution avec le champ de vent du RONSARD de 7h01 (I)

La figure 3.25 présente, comme pour la coupe G, les échanges de chaleur latente dus à la congélation et à la fonte, ceux dus à l'évaporation et enfin la répartition des processus

les plus actifs. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus précédemment, mais avec des intensités différents qui traduisent les différences d'intensité de la cellule de convection.

3.5 Les caractéristiques générales de la ligne de grains du 28 juillet 2006

Pour illustrer les caractéristiques de la ligne de grains, nous avons choisi les figures de la restitution I de 7h01 qui, bien que présentant une convection moins active, a l'avantage de montrer une partie convective et une partie stratiforme bien distinctes.

Du point de vue de la dynamique, on retrouve un flux de retour à l'arrière de la ligne de grains d'une épaisseur de 2km et un transport horizontal de l'avant de la ligne de grains vers l'arrière au dessus de 3 km d'altitude (cf figure 3.26(a)). Pour la vitesse verticale W , on a une zone d'ascendance principale, suivie d'une zone d'ascendance "secondaire". A l'arrière de ces zones d'ascendance, on retrouve des subsidences d'intensité bien inférieure aux ascendances (cf figure 3.26(b)). Pour certains champs de vent plus centrés sur la convection (comme le champ de vent de la coupe A de 6h01), on peut aussi observer une zone d'ascendance plus faible à l'avant de la ligne de grains. Ces ascendances secondaires peuvent être considérées comme une cellule de convection en développement lorsqu'elles se trouvent à l'avant de la ligne de grains, et comme une cellule de convection en dissipation lorsqu'elles se trouvent à l'arrière de la convection proprement dite.

3.5.1 Phase glace

Lorsque l'ascendance est importante comme dans la coupe G, les restitutions présentent une production de graupels au dessus de l'isotherme 0° C dans la partie convective (cf figure 3.27(a)). Les forts taux de précipitations (cf figure 3.27(b)) sont associés à la présence de graupels. Liu *et al.* (1997) montrent que pour obtenir des taux de précipitations compris entre 10 et 20 $mm.h^{-1}$ dans la partie stratiforme, la prise en compte des hydrométéores glacés est essentielle.

Avec l'évolution de la ligne de grains, et la diminution de l'ascendance, il n'y a plus de

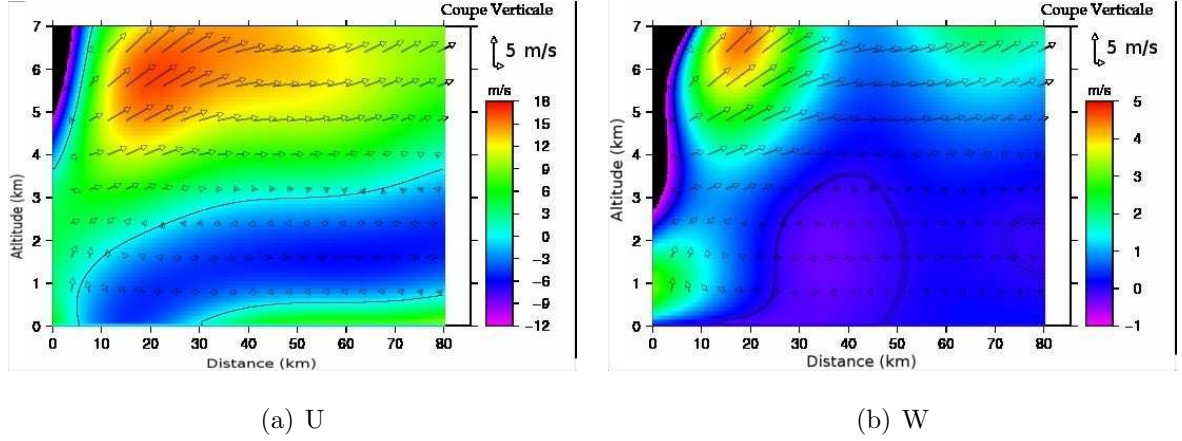


FIG. 3.26 – Champs de vent restitué à partir des observations du RONSARD du 28 juillet 2006, coupe I : a) U b) W. Le trait continu noir correspond à l'isocontour a) $u = 0 \text{ m.s}^{-1}$ b) $w = 0 \text{ m.s}^{-1}$. Les flèches noires correspondent aux vecteurs vents ($\vec{U} + \vec{W}$).

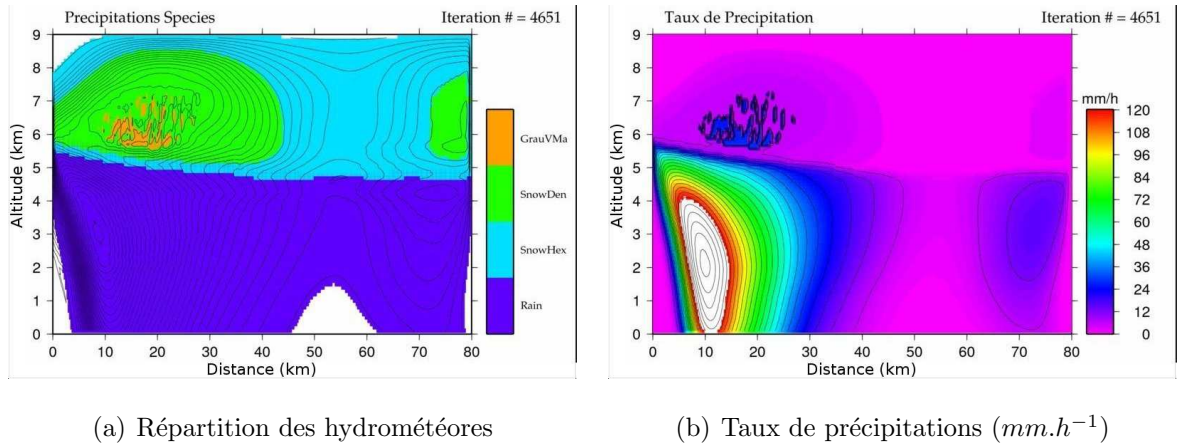


FIG. 3.27 – a) Répartition des hydrométéores : Pluie (violet), Graupels (orange), Dendrites (vert) et cristaux hexagonaux (bleu) b) Taux de précipitations pour la coupe G du 28 juillet 2006

graupels dans la convection. Cette diminution de la quantité de graupels s'accompagne d'une baisse du taux de précipitations dans la partie convective. Les restitutions nous permettent d'associer les fortes ascendances à la présence de graupels et à de forts taux précipitants.

Comme défini dans le chapitre 1, l'utilisation de plusieurs paramétrisations de la glace

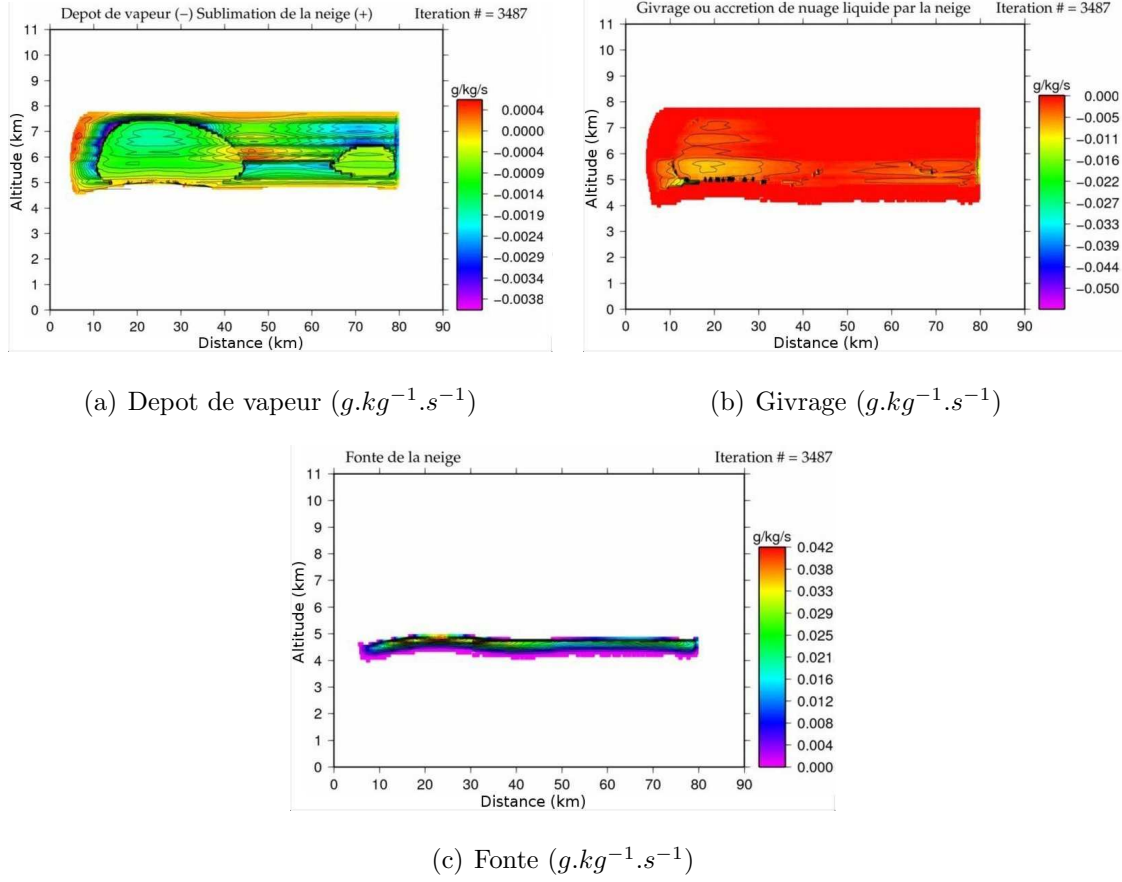


FIG. 3.28 – Processus importants en phase glace pour la coupe I de 7h01 le 28 juillet 2006

précipitante introduit des discontinuités dans les processus qui dépendent de la pente de la distribution dimensionnelle λ (cf annexe B). Ces discontinuités sont particulièrement visible pour le dépôt de vapeur sur la glace précipitante (cf figure 3.28(a)) ou l'accrétion du nuage liquide par la neige. Le dépôt de vapeur et l'accrétion sont plus actifs pour les agrégats **AggII** que pour les dendrites **DenII**. Cependant ces discontinuités dans certains processus n'introduisent pas de discontinuité dans les contenus. Cette continuité des contenus est notamment maintenue par la forte diffusion imposée dans le modèle. Associé à la condensation, le dépôt de vapeur sur les cristaux de neige est actif dans l'ascendance là où l'air est saturé. En dehors de ces zones, les hydrométéores glacées se subliment et le nuage liquide s'évapore. Comme décrit dans la restitution de référence, le nuage glace se développe, dans le modèle, principalement au dessus de 10 km d'altitude. Dans cette restitution, l'altitude maximale de 7,8 km n'est donc pas assez élevée pour

qu'il y ait formation de nuage glace. Au dessus de l'isotherme 0°C et en l'absence de nuage glace, les deux principales sources de précipitations glacées sont le dépôt de vapeur sur la glace précipitante et le givrage du nuage liquide. Les hydrométéores glacés ainsi formés vont chuter avec des vitesses de l'ordre de 1 m.s^{-1} pour la neige et jusqu'à plus de 3 m.s^{-1} pour les graupels et finir par fondre en dessous de l'isotherme 0°C . La vitesse de chute des hydrométéores est fixée pour chaque type d'hydrométéore par la relation vitesse-diamètre, on a vérifié que les vitesses moyennes de chute restituées par maille sont compatibles avec les travaux de Mitchell (1996). On peut estimer que l'épaisseur de la couche de fonte dans le modèle varie entre 500 et 1000 m, ce qui est en accord avec les résultats de Yang et Houze (1995) établis à partir des restitutions de lignes de grains à l'aide d'un modèle utilisant une paramétrisation microphysique de type bulk basée sur celle de Lin *et al.* (1983).

Les processus en phase glace seront rediscutés avec la restitution type sur un domaine vertical plus grand, ce qui permettra le développement du nuage glace (cf section 3.7).

3.5.2 Phase liquide

Une des principales sources de précipitations liquides est l'accrétion du nuage liquide par la pluie. Ce processus est le plus actif dans la convection et là où la condensation est active.

En plus de l'accrétion du nuage liquide, et à partir d'une certaine concentration de nuage liquide (dans nos restitutions le seuil est placé à $0,5\text{ g.kg}^{-1}$, valeur donnée par Kessler (1969)), c'est l'autoconversion du nuage liquide qui s'active, mais sur une région plus restreinte que l'accrétion. Ce processus reste une source mineure de précipitations liquides.

Le seuil d'autoconversion fixé par Kessler peut être modifié, en fonction des mesures aéroportées notamment (Rutledge et Hobbs, 1983; Cotton *et al.*, 1982). Lors de la phase d'amélioration et de tests du modèle, l'autoconversion des nuages glace et liquide s'est avérée un processus important et sensible au seuil fixé. Si le seuil d'autoconversion est trop bas, on produit trop de pluie au détriment du nuage liquide. Vice et versa, si le seuil d'autoconversion est trop élevé, on ne produit pas assez de pluie et on accumule

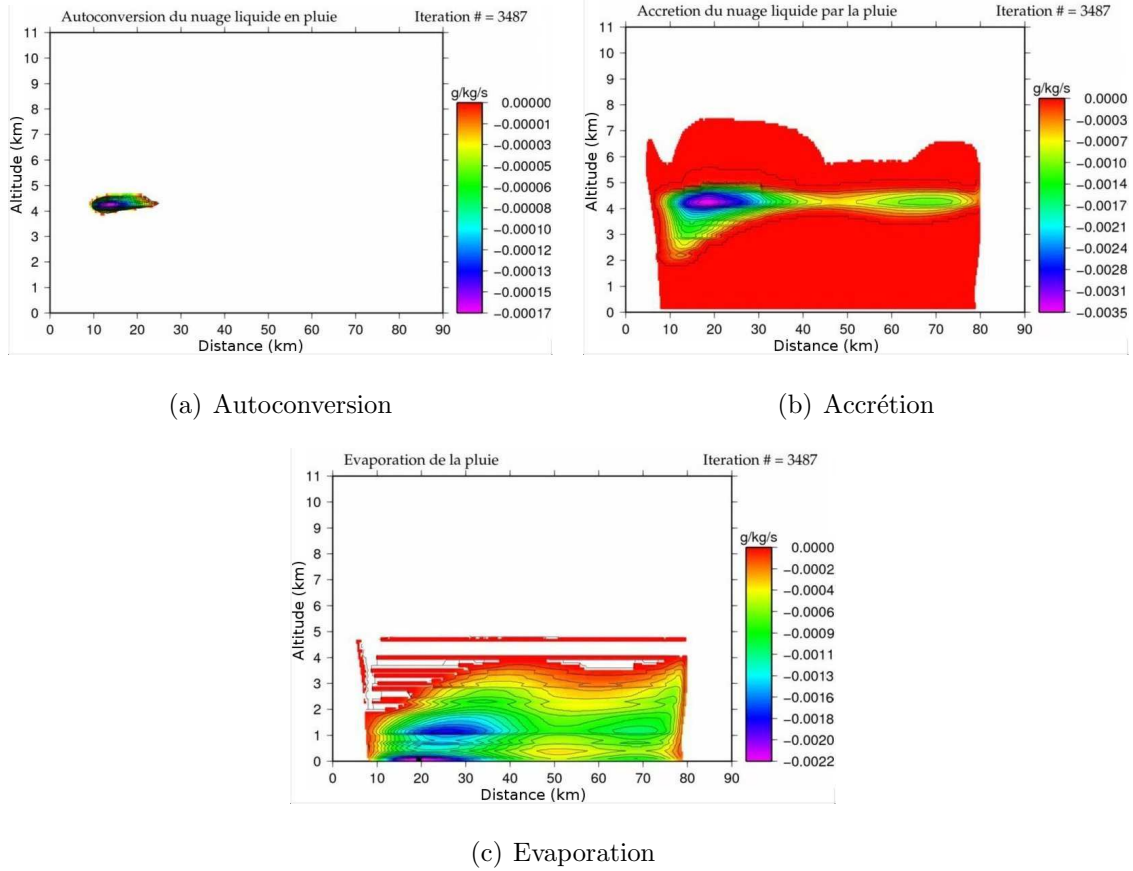


FIG. 3.29 – Principaux processus en phase liquide pour la coupe I de 7h01 le 28 juillet 2006

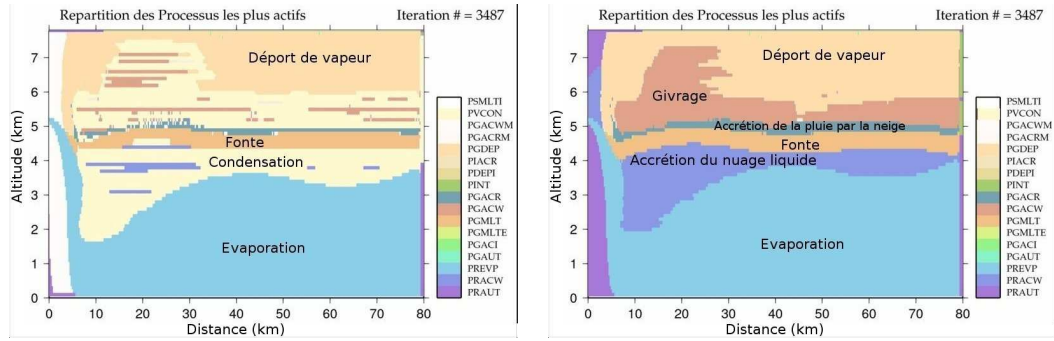
du nuage liquide. La valeur de $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ a été retenue comme une valeur permettant le développement normal de la pluie et du nuage liquide. Dans les basses couches, lorsque l'air n'est plus saturé, les précipitations s'évaporent. Le maximum d'évaporation se trouve juste derrière la convection dans la zone du flux de retour conformément à ce qui a été obtenu par Hauser *et al.* (1988).

3.5.3 Répartition des Processus

Pour pouvoir relier les propriétés dynamiques, de température et d'humidité à la répartition des processus, nous avons tracé des coupes verticales de répartition des processus (cf figure 3.30). Pour ces coupes verticales, en chaque point de grille, on détermine le processus le plus efficace en terme de production. Pour faire apparaître le plus de processus

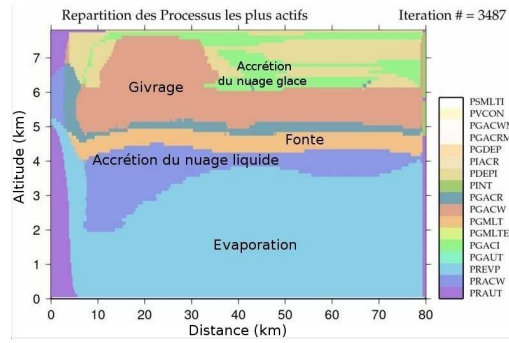
3.5. Les caractéristiques générales de la ligne de grains du 28 juillet 2006

possibles, les cartes précédentes ont été réalisées en négligeant la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide (PVCON) et/ou le dépôt de vapeur sur la glace précipitante (PGDEP).



(a) Répartition des processus

(b) Condensation exclue



(c) Condensation et Dépôt de vapeur exclus

FIG. 3.30 – Synthèse de la répartition des Processus

Comme décrit précédemment, la condensation est un des processus importants (cf figure 3.30(a)). Il est actif principalement dans les ascendances, et actif jusqu'à 8 kilomètres d'altitude. Dans l'ascendance et au dessus de l'isotherme 0°C , un autre processus actif est le dépôt de vapeur (cf figure 3.30(b)), qui suivant la dynamique et les conditions initiales peut devenir très important dans la formation des hydrométéores glacés, lorsque la condensation n'est pas ou peu active.

Après ces deux processus importants (cf figure 3.30(c)), dans la convection, et au dessus de l'isotherme 0°C , c'est le givrage du nuage liquide en neige qui est le processus le plus efficace. L'ascendance de l'air humide des basses couches augmente l'humidité relative de l'air dans la convection. Cette humidité relative active la condensation du nuage liquide

et le givrage au dessus de l'isotherme 0° C . Sous l'isotherme 0° C , le nuage liquide est rapidement transformé en précipitations par autoconversion mais surtout par accréation. Dans les basses couches, c'est l'évaporation des précipitations qui est le processus important. Enfin sous l'isotherme 0° C , on retrouve l'accréation du nuage liquide par la pluie, et au dessus de l'isotherme 0° C , l'accréation de la pluie par la neige. Et entre les deux, c'est la fonte qui est le processus le plus actif. Le résultat intéressant est que cette répartition des processus est commune aux différentes restitutions réalisées, quelles que soient les conditions dynamiques ou microphysiques.

Seules différences notables, l'extension verticale et l'intensité de la condensation, du dépôt de vapeur. Par effet de cascade, le givrage et l'accréation sont modulés en fonction des conditions dynamiques ou microphysiques. Cette répartition confirme et généralise les résultats de Hauser (1989) sur la ligne de grains du 22 juin 1981. Ces résultats sont aussi en accord avec Houze (2004) qui résume les processus de la partie stratiforme d'un système meso-échelle à l'évaporation dans les basses couches, à la fonte au niveau de l'isotherme 0° C et au dépôt de vapeur au dessus.

3.5.4 Échange de chaleur latente

Les différents processus engendrant un changement de phase de l'eau sont responsables d'échanges de chaleur latente au sein de la ligne de grains. En accord avec Yang et Houze (1995), qui ont étudié la microphysique en phase glace dans les lignes de grains à l'aide d'un modèle utilisant une paramétrisation microphysique de type bulk basée sur celle de Lin *et al.* (1983), le processus le plus important en terme d'échanges de chaleur latente est la condensation. Celle-ci est responsable d'un réchauffement pouvant atteindre localement $0,6K.s^{-1}$ soit près de $200K.h^{-1}$. L'évaporation refroidit l'atmosphère à hauteur de $0,005K.s^{-1}$ soit près de $20K.h^{-1}$.

La fonte refroidit sensiblement l'atmosphère au dessous de l'isotherme 0° C ($\Delta T_{\text{Fonte}} > 0,01\text{ K.s}^{-1}$), tandis que la congélation réchauffe légèrement l'atmosphère au dessus de l'isotherme 0° C . En dessous de 3 kilomètres d'altitude, l'évaporation refroidie sensiblement l'atmosphère ($\Delta T_{\text{Evaporation}} > 0.04\text{ K.s}^{-1}$).

Ces résultats sont en accord avec Marécal *et al.* (1993) et Yang et Houze (1995).

3.5. Les caractéristiques générales de la ligne de grains du 28 juillet 2006

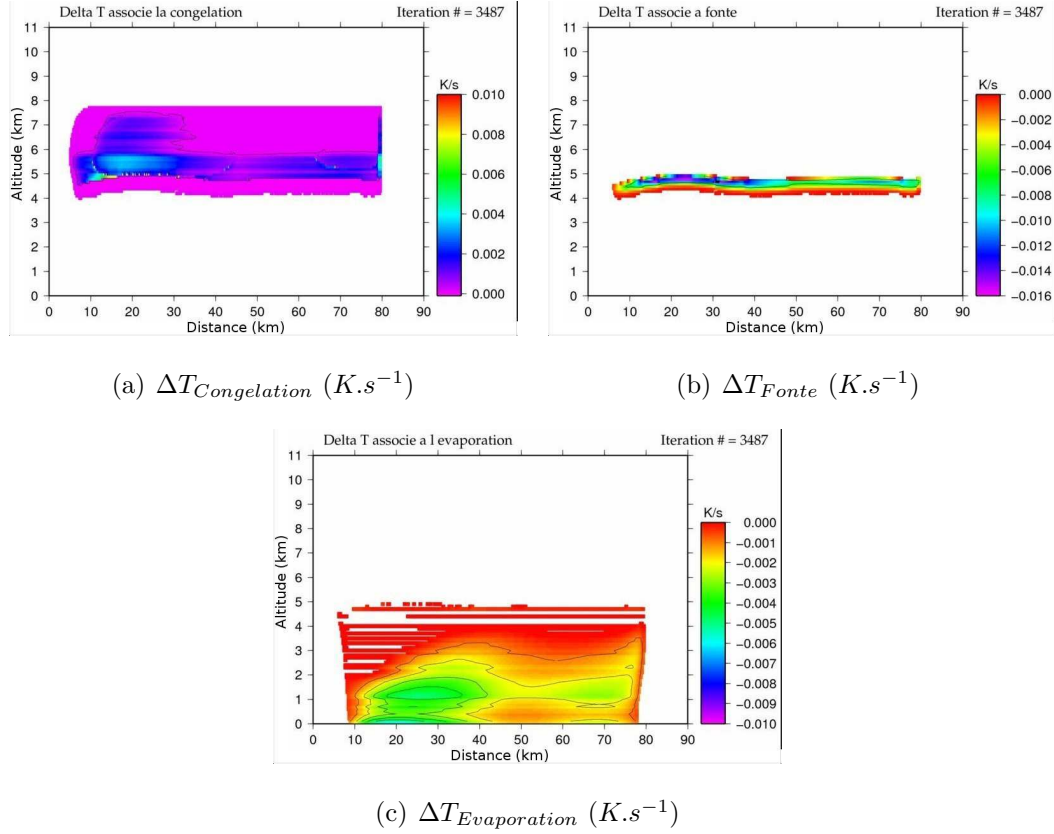


FIG. 3.31 – Taux de refroidissement/réchauffement au sein de la ligne de grain du 28 juillet pour différents processus microphysiques

La combinaison de tous ces échanges de chaleurs est illustrée par la figure 3.32 qui donne la variation de température due aux différents processus de changement de phase de l'eau pour la restitution I de 7h01. Ce champ est en accord pour sa répartition et son intensité avec Chong et Hauser (1989). On retrouve le courant de densité dans les basses couches à l'arrière de la convection, refroidie par l'évaporation. La condensation réchauffe la convection principale à $X = 10$ km entre 2,5 et 7,5 km d'altitude et l'ascendance secondaire à $X = 70$ km entre 4,5 et 7,5 km. En dessous de l'isotherme 0°C , c'est la fonte qui domine les échanges de chaleur latente et qui refroidie sensiblement l'atmosphère.

Les caractéristiques de la ligne de grains du 28 juillet 2006 établies à partir des restitutions microphysiques utilisant les champs de vent du RONSARD sont en accord avec les différentes études de ligne de grains : Caniaux *et al.* (1994), Hauser *et al.* (1988) et Braun et Houze (1994). Les différentes restitutions effectuées montre que malgré des dy-

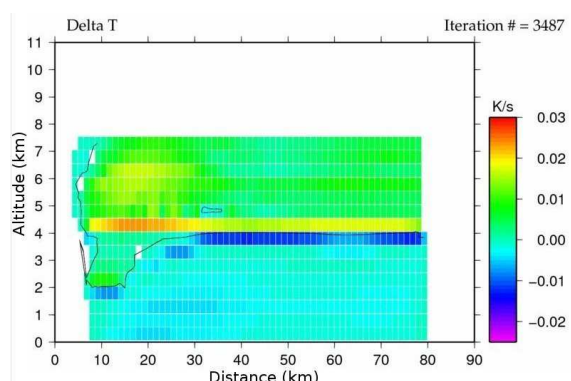


FIG. 3.32 – Taux de refroidissement/réchauffement Total dus aux processus microphysique ($K.s^{-1}$) pour la restitution avec le champ de vent du 28 juillet 2006 à 7h01 (Coupe I). L'isocontour représente $\Delta T = 0$

namiques différentes, ces restitutions présentant des caractéristiques communes, en terme d'intensité des réflectivités, des taux de pluie convectif et stratiformes, mais aussi en terme d'intensité des processus et de répartition des processus les plus actifs. Ce sont toutes ces caractéristiques communes qui nous ont permis d'établir les caractéristiques globales de la ligne de grains.

3.6 Influence des données initiales

En plus des radiosondages du 28 juillet 2006 à Parakou, nous avons utilisé d'autres données pour le cas du 28 juillet 2006, à savoir les radiosondages de Niamey et les analyses opérationnelles de l'ECMWF pour tester l'influence des données initiales de température et d'humidité dans le modèle diagnostique.

3.6.1 Les radiosondages de Niamey

Pour pallier les problèmes de biais humide des sondes MODEM et compléter l'étude sur la sensibilité aux conditions initiales (température et humidité), les radiosondages de Niamey ont aussi été utilisés [Niamey est situé au 400 km au nord de Copargo et Parakou]. Ils ont été effectués avec des sondes RS92 qui sont celles présentant le moins de problèmes

de biais humide (Nuret *et al.*, 2008). Un des radiosondages intéressant de Niamey est celui du 28 juillet 2006 à 6h, effectué lors du passage de la pointe nord de la ligne de grains sur Niamey, ce radiosondage est situé loin au nord de Parakou, mais il coïncide avec le passage de la ligne de grains.

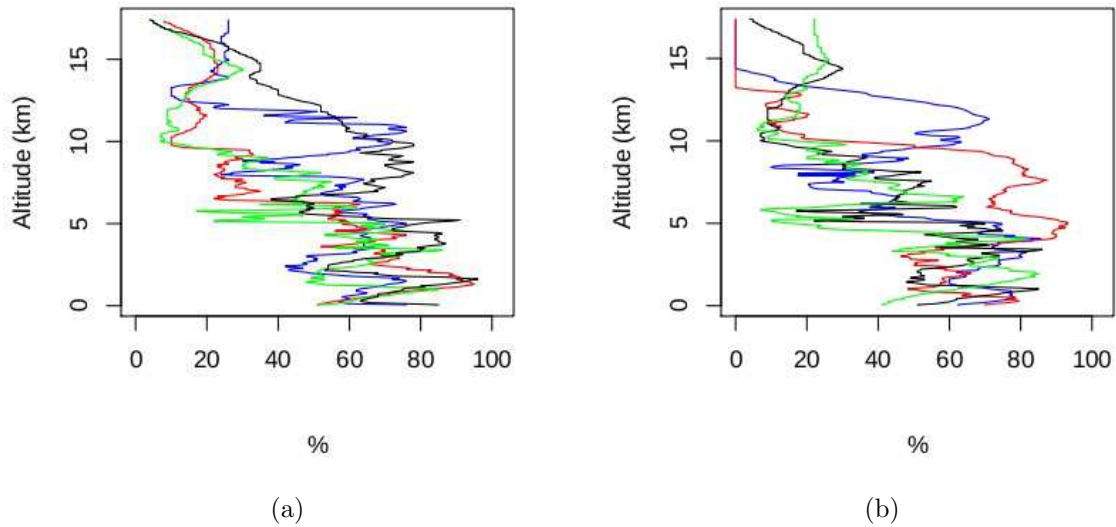


FIG. 3.33 – a) Humidité relative (%) des radiosondages de Niamey les 27 à 17h (rouge) et 23h (bleu) et 28 juillet 2006 à 5h (noir) et 11h (vert). b) Humidité relative (%) des radiosondages du 28 juillet 2006 de Niamey à 11h (noir) et 17h (vert) et de Parakou à 10h (rouge) et 16h (bleu)

La figure 3.33(a) montre l'humidité relative en % mesurée par les radiosondages des 27 et 28 juillet 2006. La figure 3.33(b) compare les radiosondages de Niamey à ceux de Parakou.

3.6.2 Les analyses opérationnelles de l'ECMWF

Les analyses opérationnelles de l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ont aussi été utilisées. Les radiosondages présentent en effet une bonne résolution verticale mais ne représentent qu'un profil, et sont trop espacés temporellement (toutes les 6 heures pour les radiosondages de PARAKOU du 28/06/2006). Les analyses de l'ECMWF bien que n'ayant qu'une dizaine de niveaux entre 0 et 20 km d'altitude, présentent l'avant-

tagé d'avoir une bonne résolution spatiale le long de la coupe ($0,25^\circ$ soit 27,33 km), ce qui permet d'utiliser 5 profils pour les coupes étudiées (cf figure 3.34) et donc une variabilité au sein de la coupe 2D.

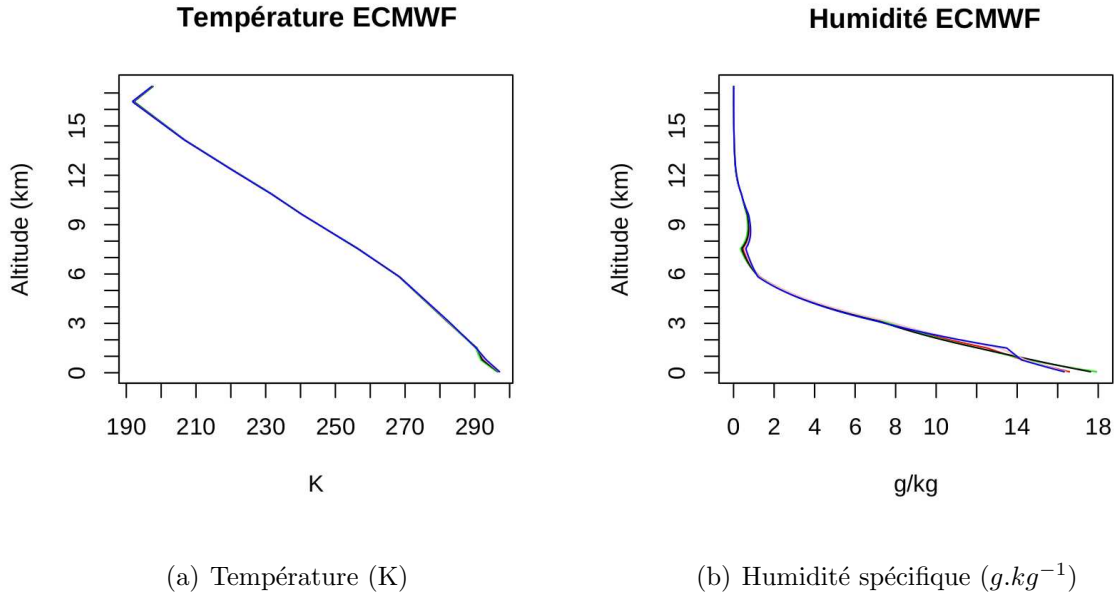


FIG. 3.34 – Analyses opérationnelles de l'ECMWF pour le 28 juillet 2006 à 6h, autour du RONSARD, a) Température b) Humidité spécifique

La faible résolution verticale nous oblige à interpoler les données, ce qui donne des profils lissés, comparés aux radiosondages de Parakou et de Niamey (cf figure 3.35), mais en terme d'humidité, les données de l'ECMWF sont en accord avec les radiosondages.

3.6.3 Influence de l'humidité spécifique sur la saturation

Comme nous l'avons vu précédemment, un des paramètres importants de la microphysique est la condensation. Or ce processus dépend directement de la saturation de l'air, qui est modifiée par la dynamique, ou par un refroidissement causé par l'évaporation des précipitations. Dans le cas de nos restitutions microphysiques, la saturation de l'air peut être modifiée par les données de température et d'humidité utilisées.

La majorité des restitutions de cette étude ont été effectuées avec des conditions initiales issues du radiosondage de Parakou du 28 juillet 2006 à 10h. Or nous disposons aussi

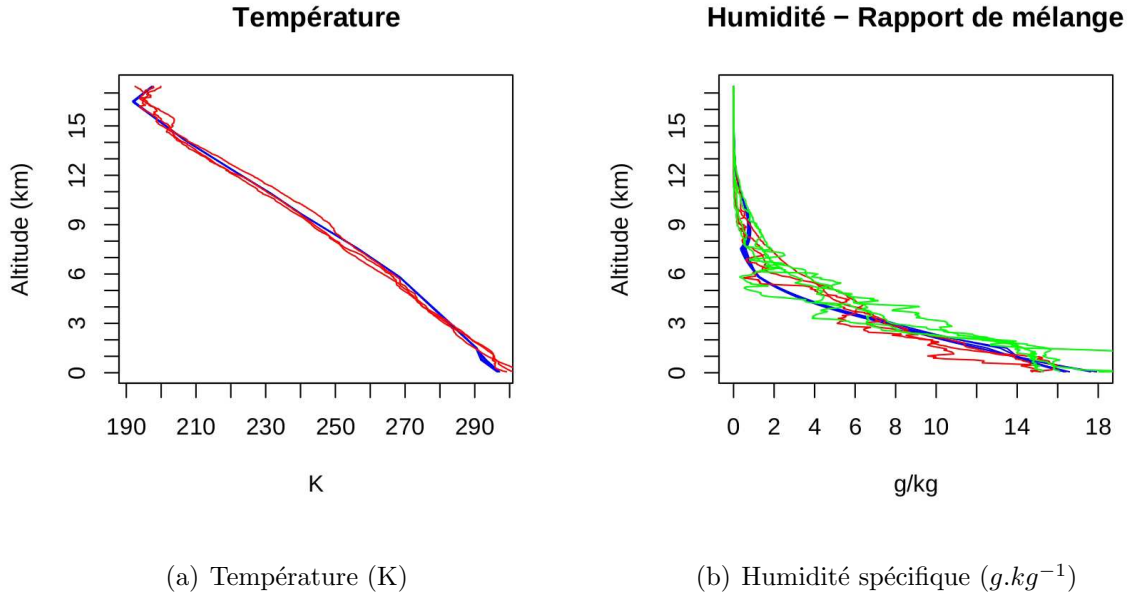
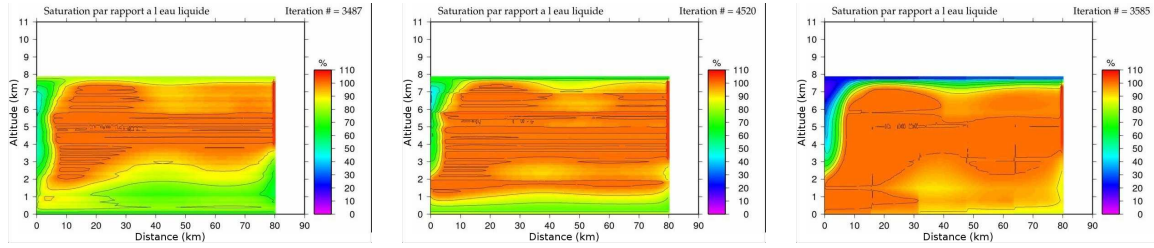


FIG. 3.35 – Comparaison des radiosondages de Parakou (rouge) et de Niamey (vert) avec les analyses opérationnelles de l'ECMWF (bleu). a) Température b) Humidité spécifique

des radiosondages de Niamey, et notamment celui du 28 juillet à 5h35. Ce radiosondage est intéressant par son horaire coïncidant avec le passage de la ligne de grains au dessus de Niamey. Il est à noter cependant qu'il n'est pas colocalisé avec le RONSARD, il se situe 400 km au nord. Les données de l'ECMWF qui sont utilisées sont elles colocalisées avec le RONSARD, et coïncident en temps avec le passage de la ligne de grains. Leur principal désavantage est leur faible résolution verticale.

Pour tester ces données différentes, nous avons réalisé des restitutions avec le champ de vent de 7h01 (coupe I) du RONSARD. Ces caractéristiques sont les mêmes que les restitutions utilisant les champs de vent du RONSARD du chapitre 3, avec la résolution de la température. La figure 3.36 illustre la différence d'humidité relative entre les différentes restitutions. Cette différence d'humidité relative est liée aux conditions initiales. On remarque que l'air est saturé dans la convection dès 1 km d'altitude avec le radiosondage de Niamey et dès la surface pour les données de l'ECMWF. Pour la partie stratiforme, la saturation de l'air par rapport à l'eau liquide est atteinte à des altitudes plus basses que pour le radiosondage de Parakou.



(a) Radiosondage de Parakou - (b) Radiosondage de Niamey - (c) Analyse de l'ECMWF -
28/07/06 à 10h 28/07/06 à 5h35 28/07/06 à 6h

FIG. 3.36 – Humidité relative en fonction des données de température et d'humidité utilisées : a) Radiosondage de Parakou - 28/07/06 à 10h. b) Radiosondage de Niamey - 28/07/06 à 5h35 c) Analyse de l'ECMWF - 28/07/06 à 6h

Cette différence d'humidité relative modifie les champs microphysiques. Dans l'ensemble les restitutions restent comparables en terme de structures principales, de contenu ou de réflectivité. Ceci indique que la microphysique est influencée en premier lieu par la dynamique. Il y a néanmoins des différences notables, surtout en phase liquide et notamment pour la phase nuageuse.

L'air étant saturé plus bas en altitude (cf figure 3.36) la condensation est donc active dans les basses couches et le nuage liquide est formé dès 1 km d'altitude pour le radiosondage de Niamey et dès 200 m pour les données de l'ECMWF. Si la base du nuage est plus basse, sa hauteur maximale reste la même. On se retrouve donc avec un nuage ayant un développement vertical beaucoup plus important (cf figure 3.37).

Avec un nuage commençant plus bas en altitude, les précipitations sont formées tout le long de la colonne convective et sont donc plus importantes (cf figure 3.38). L'humidité relative étant plus élevée, l'évaporation des précipitations est, elle, moins active. On a donc des taux précipitants au sol plus importants. Là aussi on note que la phase glace est moins impactée par la variation d'humidité relative.

Le type de données initiales utilisé influence sensiblement les restitutions microphysiques, la température et l'humidité étant des paramètres clef des conditions de saturation de l'air par rapport à l'eau liquide et donc de la formation des précipitations. Néanmoins, en terme de structure et d'intensité, les champs de précipitations liquides et glacés sont

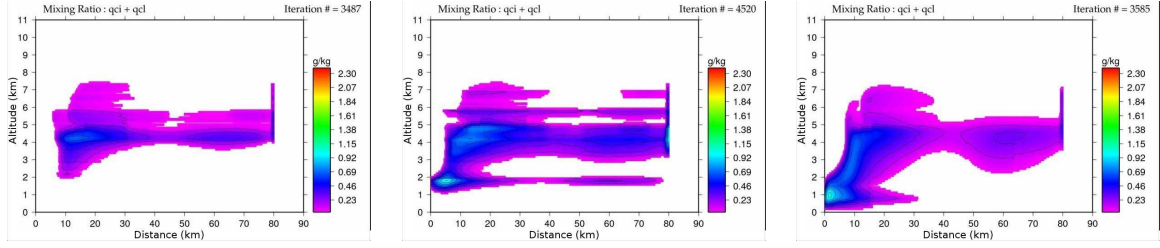
(a) $q_{ci} + q_{cl}$ - Parakou(b) $q_{ci} + q_{cl}$ - Niamey(c) $q_{ci} + q_{cl}$ - ECMWF

FIG. 3.37 – Rapport de mélange du nuage ($g.kg^{-1}$) en fonction des données de température et d'humidité pour le 28/07/06. a) Radiosondage de Parakou (10h) b) Radiosondage de Niamey (5h35) c) analyses opérationnelles de l'ECMWF (6h).

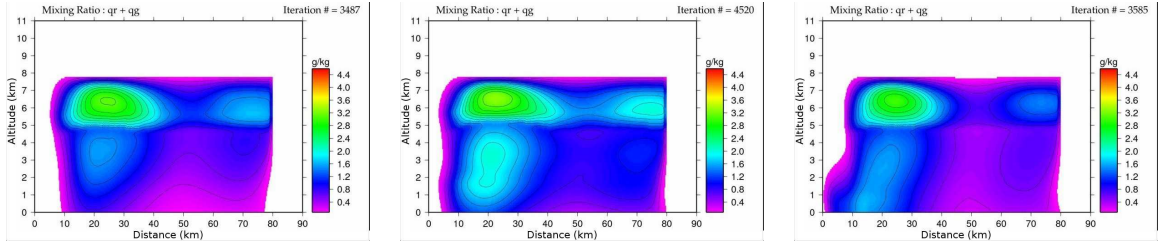
(a) $q_r + q_g$ - Parakou(b) $q_r + q_g$ - Niamey(c) $q_r + q_g$ - ECMWF

FIG. 3.38 – Rapport de mélange des précipitations ($g.kg^{-1}$) en fonction de la température et de l'humidité. a) Radiosondage de Parakou (10h) b) Radiosondage de Niamey (5h35) c) analyses opérationnelles de l'ECMWF (6h).

comparables quelques soit les données initiales utilisées, la dynamique ayant un rôle important dans la formation des précipitations.

3.7 Restitution Type

Si l'on combine les observations du RONSARD et les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD, on peut générer un champ de vent synthétique type qui combine les qualités du champ de vent synthétique de référence (étendue du domaine), mais avec les caractéristiques des champs restitués à partir du RONSARD (cellule de convection large ...).

L'intérêt de réaliser un champ de vent synthétique avec les propriétés (intensité et taille de la convection, ...) des champs de vent réel, est de ne pas être limité en altitude par les observations, mais aussi de respecter l'équation de continuité de la masse d'eau en deux dimensions.

Lorsque l'on compare les champs de vent synthétiques et les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD, on remarque que la convection n'est pas assez large et trop droite dans les champs de vent synthétiques. Le problème des champs de vent issus du RONSARD, c'est qu'ils ne permettent pas une bonne restitution du nuage glace, par manque de points en altitude.

3.7.1 Dynamique

A partir des caractéristiques des champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD, on a modifier le champ de vent de référence. Ainsi on a notamment élargie la zone d'ascendance à 20 km et réduit l'ascendance maximale à 3 m.s^{-1} . On obtient alors un champ de vent combinant les caractéristiques générales de la circulation d'une ligne de grains, et des propriétés des champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD (cf figure 3.39) .

Les propriétés du champ de vent importantes pour le développement d'une ligne de grains :

- une advection (flux entrant) à l'avant de la ligne de grains ;
- une ascendance d'une vingtaine de kilomètre de large, avec un maximum d'intensité vers 7km ;
- un flux horizontal en altitude reliant la partie convective à la partie stratiforme ;
- un flux de retour dans les basses couches ;
- des ascendances de faibles intensité au dessus de l'isotherme 0° C dans la partie stratiforme ;
- des subsidences de faibles intensité au dessous de l'isotherme 0° C dans la partie stratiforme ;

L'advection et le flux de retour permettent la convergence des masses d'air et favorisent l'ascendance de masses d'air humide importantes pour l'humidité relative de l'air. Le

transport horizontal reliant la partie convective à la partie stratiforme est important pour le transport des hydrométéores glacés vers l'arrière de la ligne de grains, permettant le développement des pluies stratiformes.

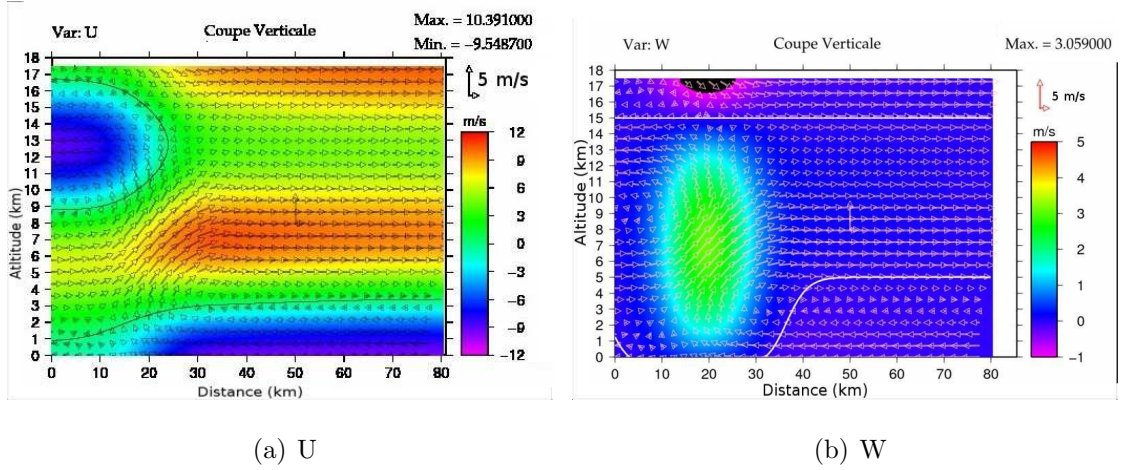


FIG. 3.39 – Dynamique type d'une ligne de grains

3.7.2 Microphysique

Le but de cette restitution type est d'améliorer la dynamique des champs de vent synthétiques pour prendre en compte les caractéristiques de la dynamique du 28 juillet 2006 notamment. On se concentre ici sur une cellule de convection principale suivie d'une partie stratiforme développée.

Sur la figure 3.40, contrairement aux restitutions précédentes réalisées avec d'autres champs de vent synthétiques, l'extension horizontale du nuage liquide est plus importante et la continuité entre nuage liquide et nuage glace est améliorée. Les caractéristiques des nuages sont plus en accord avec les restitutions de Yang et Houze (1995) pour le stade mature d'une ligne de grains.

On notera qu'à l'avant de la ligne de grains, le nuage glace se développe au dessus de 10 km d'altitude. Ce développement est dû à un léger flux sortant. Cette dynamique et ce développement du nuage glace se retrouvent aussi dans les restitutions de Yang et Houze (1995) et de Caniaux *et al.* (1994).

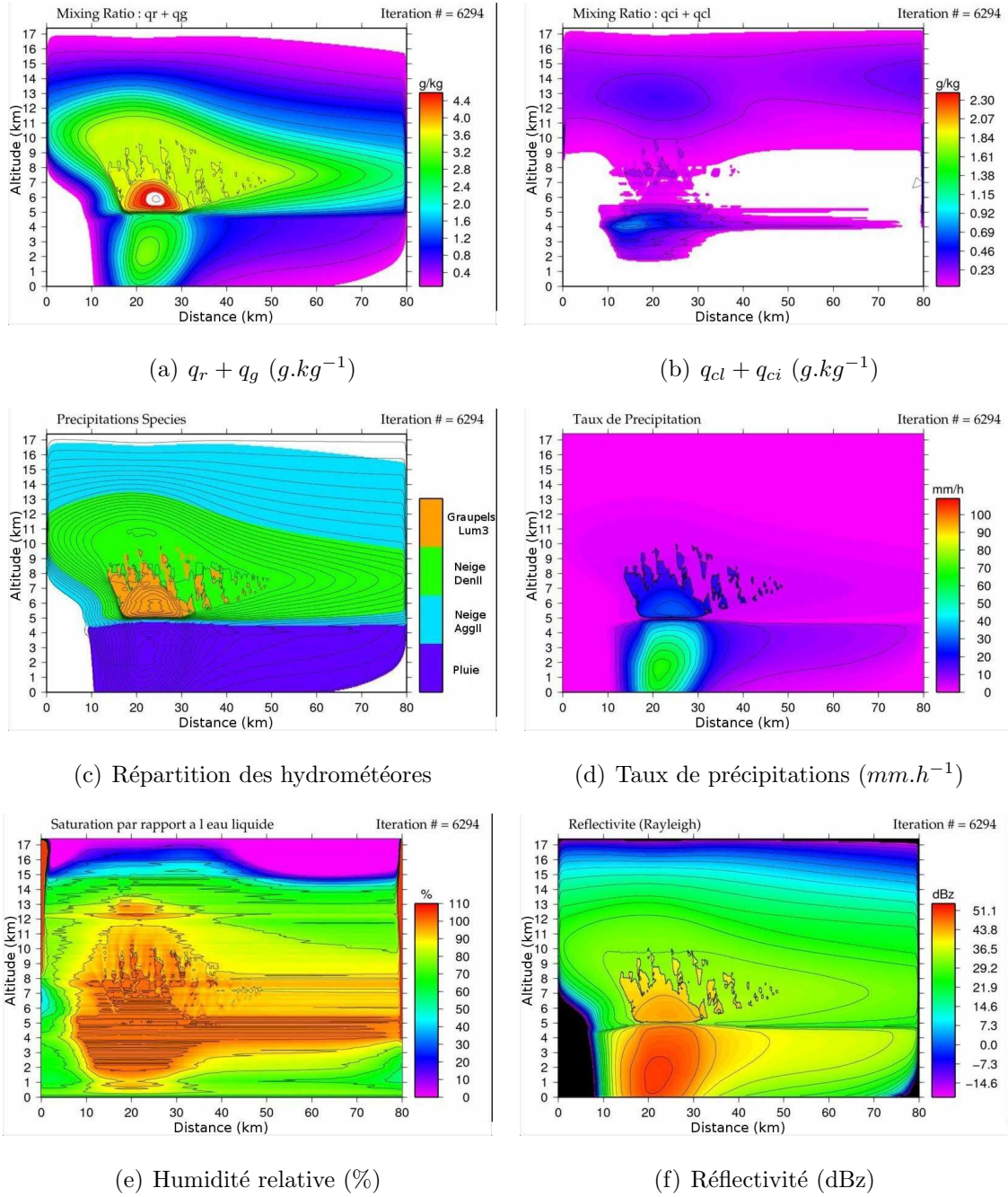


FIG. 3.40 – Champs microphysiques types

Pour différents champs microphysiques de la figure 3.40, on retrouve les principales caractéristiques observées dans les différentes restitutions de cette étude et compatibles avec les observations, à savoir :

- un taux de pluie supérieur à $30 mm.h^{-1}$ dans la convection.

- un taux de pluie compris entre 10 et 30 $mm.h^{-1}$ dans la zone de transition.
- un taux de pluie inférieur à 10 $mm.h^{-1}$ dans la partie stratiforme.
- une cellule de forte réflectivité (> 40 dBz) de 15 km de large et de 8 km de haut.
- un nuage liquide développé dans la convection et autour de 4 km d'altitude.

La restitution type est comparable en terme de réflectivité aux observations de 5h27 et de 6h30, le 28 juillet 2006 (cf figures 3.6(c) et 3.6(e)) où nous avons une cellule principale de convection.

Les classification polarimétrique (cf figures 3.12(c) et 3.12(e)) associe, tout comme la restitution type, la convection et la cellule de forte réflectivité à de fortes précipitations et à la présence de graupels. Alors que les pluies faibles de la partie stratiforme sont associées à de la neige en altitude. Contrairement aux restitutions à partir des champs de vent du RONSARD, la répartition des graupels (cf figure 3.40(c)) est plus conforme aux classifications polarimétriques, avec zone principale de graupels d'une dizaine de kilomètre de large comprise entre 5 et 8 km d'altitude.

Le champ de vent type possède une zone d'ascendance moins intense ($3 m.s^{-1}$ au lieu de $12 m.s^{-1}$) et plus large (20 km au lieu de 10 km) que le champ de vent de référence ou le champ de vent multicellulaire, or les rapport de mélange en précipitations sont du même ordre de grandeurs. Ces valeurs équivalentes du rapport de mélange en précipitation malgré une dynamique très différente s'explique par le fait que pour le champ de vent de référence, l'intensité de l'ascendance suffit pour soulever de grandes quantité d'air et atteindre un taux d'humidité relative supérieur à 100 %, malgré une faible largeur. Pour la restitution type, l'ascendance est moins importante en intensité, mais ceci est compensée par la taille de la cellule de convection, qui permet le soulèvement d'une quantité suffisante d'air pour atteindre la saturation par rapport à l'eau liquide. Au final la condensation est légèrement supérieure dans la restitution type que dans la restitution avec les autres champs de vent synthétiques.

3.7.3 Processus

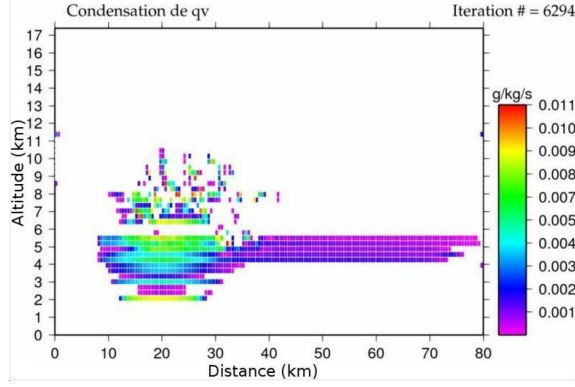
Les champs restitués pour les principaux processus sont montrés sur la figure 3.41. Comme vu précédemment, c'est la condensation qui est le processus le plus actif, et joue indirectement un rôle important pour les précipitations à travers les processus d'accrétion du nuage liquide et de givrage. Ces trois processus sont liés, et sont principalement actifs dans la convection. On rappelle que pour le processus de condensation (cf figure 3.41(a)), et les échanges de chaleur latente (cf figure 3.42), on a moyenné les résultats sur une grille de 500m x 300m pour une meilleure lisibilité, afin de s'affranchir de l'instabilité numérique de la condensation lorsque l'humidité relative est proche de 100 %.

Dans la phase glace le givrage est en compétition avec le dépôt de vapeur sur la glace précipitante dans la convection. Dans la partie stratiforme, c'est plutôt la sublimation de la neige qui est active. Bien que le maximum d'intensité de fonte se situe dans la convection, elle joue un rôle plus important dans la formation des précipitations de la partie stratiforme. Comme précédemment, on observe une discontinuité pour le dépôt de vapeur qui est plus actif sur la neige que sur les graupels.

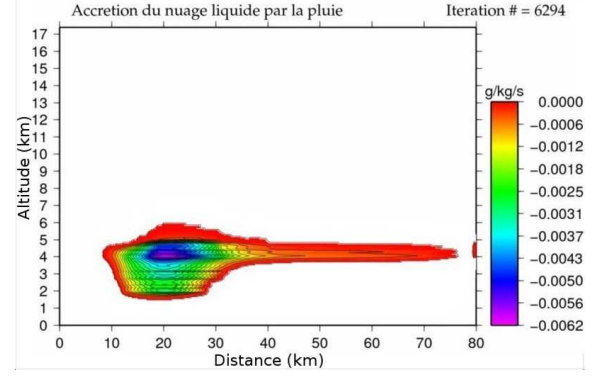
Les champs microphysiques des processus présentés dans la figure 3.41 peuvent être considérés comme des champs type de ligne de grains. En effet ils reprennent non seulement les caractéristiques des différentes simulations réalisées dans cette étude (avec des dynamiques et des conditions initiales différentes), mais ils sont cohérents avec les caractéristiques de différentes études sur les lignes de grains comme Caniaux *et al.* (1994) et Yang et Houze (1995).

Associés à cette répartition des processus, les échanges de chaleurs (cf figure 3.42) reprennent les propriétés générales des différentes résolutions. On observe :

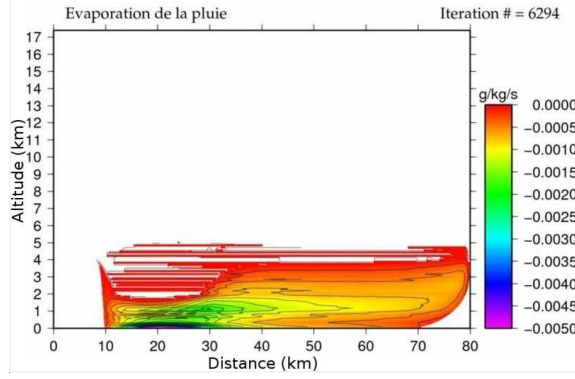
- un refroidissement des basses couches associé à l'évaporation ;
- un réchauffement dans la convection lié à la condensation ;
- un réchauffement au dessus de l'isotherme 0° C dans la partie stratiforme lié au dépôt de vapeur ;
- un refroidissement sous l'isotherme 0° C lié à la fonte des hydrométéores glacés.



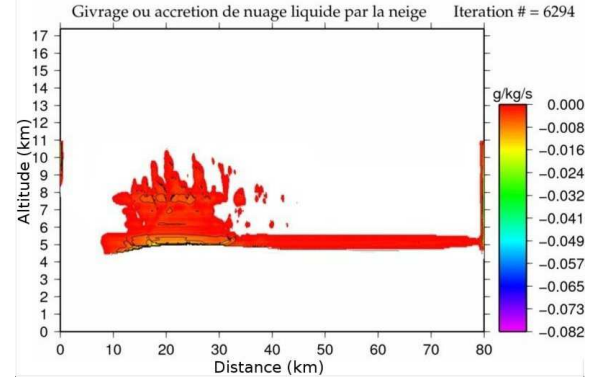
(a) Condensation



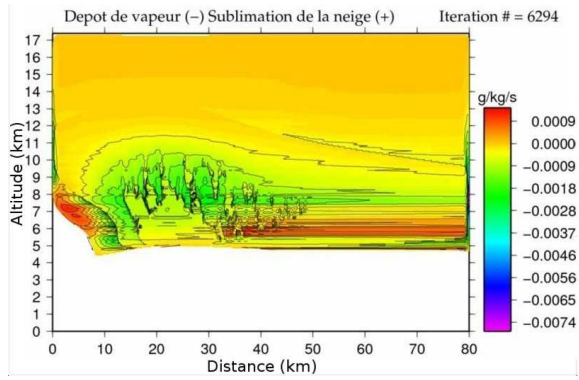
(b) Accrétion du nuage liquide



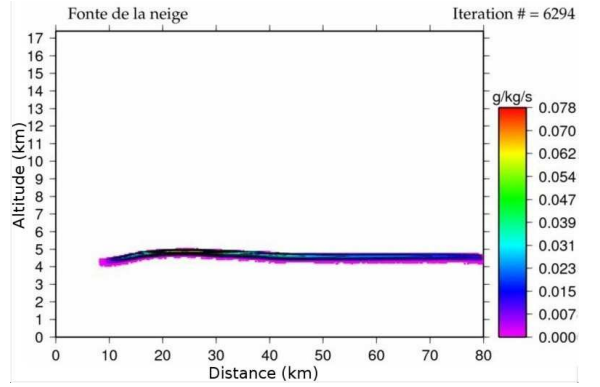
(c) Evaporation



(d) Givrage



(e) Dépôt de vapeur



(f) Fonte

FIG. 3.41 – Processus microphysiques de la restitution type ($g.kg^{-1}.s^{-1}$)

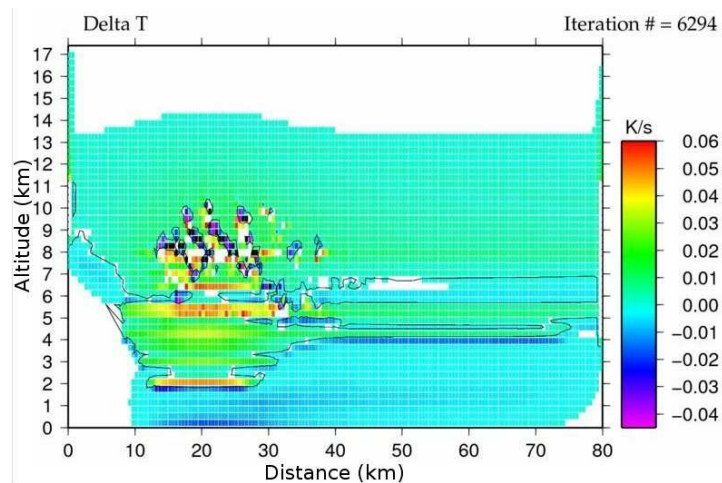


FIG. 3.42 – Taux de refroidissement/réchauffement Total dus aux processus microphysique ($K.s^{-1}$) pour la restitution type. L'isocontour représente $\Delta T = 0$

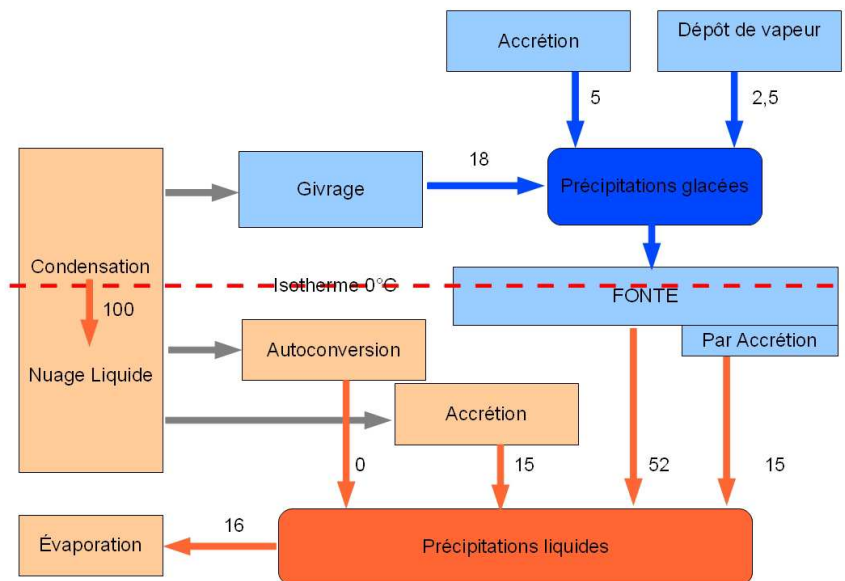
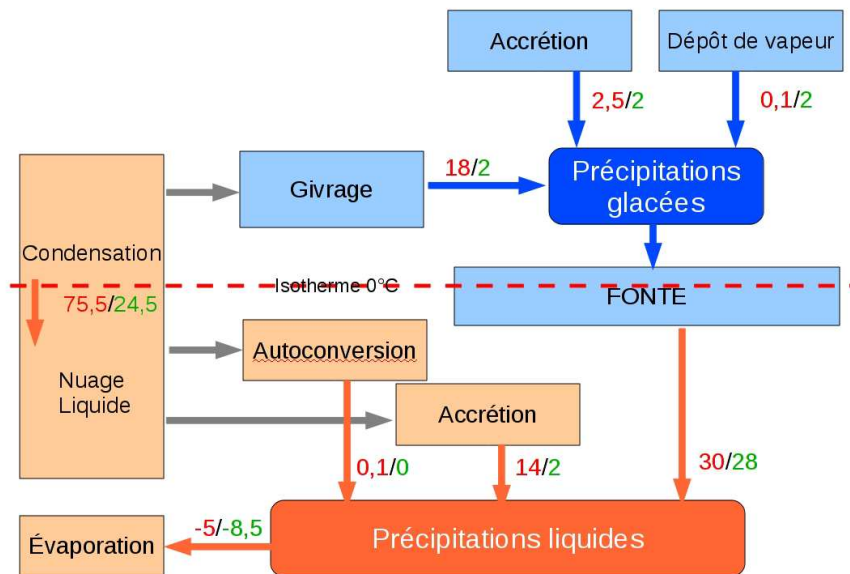


FIG. 3.43 – Contribution des différents processus au bilan d'eau (en % par rapport à la condensation)) pour la restitution type.

La contribution des différents processus au bilan d'eau pour la ligne de grains entière (cf figure 3.43) présente la contribution des différents processus. Cette contribution est

calculée en effectuant la moyenne des différents processus, et en exprimant cette moyenne en pourcentage de la condensation. La condensation étant le principal processus amorçant la production des hydrométéores. Le schéma de contribution des processus (cf figure 3.43) permet de voir l'importance relative des différents processus par rapport à la condensation. On note que les principaux processus en terme de production de contenu en eau sont la condensation et la fonte. Pour la phase glace, le givrage est le processus le plus efficace dans la production des hydrométéores glacés. En phase liquide, l'accrétion ne contribue qu'en partie dans la production de la pluie. Si l'on regarde la contributions des différents processus en fonction de la zone convective ou stratiforme (cf figure 3.44), on peut noter de grandes différences. Dans la convection, la condensation, le givrage et l'accrétion sont très actifs. Dans la partie stratiforme, à part la condensation qui est encore active, ce sont les processus de fonte et d'évaporation qui sont les plus actifs.



(a) Partie convective/Partie stratiforme

FIG. 3.44 – Contribution des différents processus au bilan d'eau (en % par rapport à la condensation totale) pour la restitution type en fonction de la partie convective (rouge) et de la partie stratiforme (vert).

Pour compléter cette information, le tableau 3.1 donne la cumul des moyennes verti-

cales du terme source des précipitations liquides, et le pourcentage relatif de l'accrétion et de la fonte. On peut voir que la partie convective contribue pour 3/5 et la partie stratiforme pour 2/5 dans le terme source de la pluie. On retrouve bien que la fonte et l'accrétion sont des processus important de la convection et que la fonte est le processus majoritaire, pour le terme source de la pluie, de la partie stratiforme. La contribution des différents processus au bilan d'eau seront développés plus en détail dans le chapitre 4

		Ligne de grains	Partie convective	Partie Stratiforme
Terme source de la pluie	-	15-75 km	15-35 km	45-75 km
	$10^{-2} g.kg^{-1}.s^{-1}$	50	30	20
Accrétion	%	20.5	31.5	3
Fonte	%	62	47	85.5
Autres processus	%	17.5	21.5	11.5
Évaporation	%	-18.5	-11	-30

TAB. 3.1 – Cumuls des moyennes des profils verticaux, sur tout le domaine, de la somme des processus source des précipitations ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) et le pourcentage par rapport à la source de précipitation de l'accrétion du nuage liquide, de la fonte et de l'évaporation. Valeurs pour la restitution avec le champ de vent type pour toute la ligne de grains, la zone convective la zone stratiforme.

L'utilisation d'un champ de vent synthétique nous a permit de restituer une ligne de grain complète (partie convective + partie stratiforme) sans les limitations du radar. Cette restitution permet de quantifier l'apport des processus principaux dans le terme source des précipitations liquides, et ceci pour la ligne de grains, la partie convective et la partie stratiforme.

3.8 Comparaisons avec les résultats du modèle BRAMS

Cas du 28/07/06

Pour compléter la validation et l'étude du comportement de la méthode de restitution microphysique, nous avons comparé les résultats pour la ligne de grains du 27-28 juillet 2006 à ceux obtenus à partir d'une simulation avec le modèle meso-échelle BRAMS. Le BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System, Freitas *et al.* 2009) est un modèle atmosphérique dérivé du RAMS (Cotton *et al.*, 2003). Le BRAMS est une version du RAMS adaptée pour les régions tropicales par le CPTEC/INPE (Brésil). Le RAMS/BRAMS est un modèle tri-dimensionnel de simulation atmosphérique pouvant travailler à des échelles allant de l'hémisphérique au LES (Large Eddy Simulation). Le modèle prend en compte sept types d'hydrométéores plus la vapeur d'eau. Les hydrométéores représentés sont les gouttelettes nuageuses, la pluie, la pristine (glace primaire), la neige, les agrégats, les graupels et la grêle. La simulation utilisée a été réalisée par G. Péride et V. Giraud du LaMP (Laboratoire de Météorologie Physique, Clermont-Ferrand). Elle utilise un schéma microphysique de type "bulk" à deux moments (Meyers *et al.*, 1997) sous l'hypothèse que la distribution de chacun des types d'hydrométéores suit une loi de type gamma généralisée. Pour chacun des types d'hydrométéores, deux équation pronostiques sont résolues, l'une pour le rapport de mélange et l'autre pour la concentration totale. Le paramètre ν est fixé à 2. Dans la méthode de restitution microphysique c'est aussi une loi de type gamma généralisée avec ν variable mais en général pris égal à 1. Par rapport à la simulation BRAMS, une seule équation pronostique est utilisée par type d'hydrométéores et on suppose qu'en chaque point il n'existe qu'un seul type d'hydrométéore précipitant en phase glace (contre 4 dans le BRAMS). Enfin, la dynamique est fixée dans la méthode de restitution alors qu'elle est explicitement calculée dans le BRAMS.

La figure 3.45 présente les rapports de mélange de la glace précipitante et de la pluie pour une coupe 2D prise dans le champ 3D de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

En plus des rapports de mélange, les champs de vent, de température, de pression et d'humidité ont été récupérés pour appliquer le modèle microphysique 2D sur les mêmes données que BRAMS et comparer les résultats.

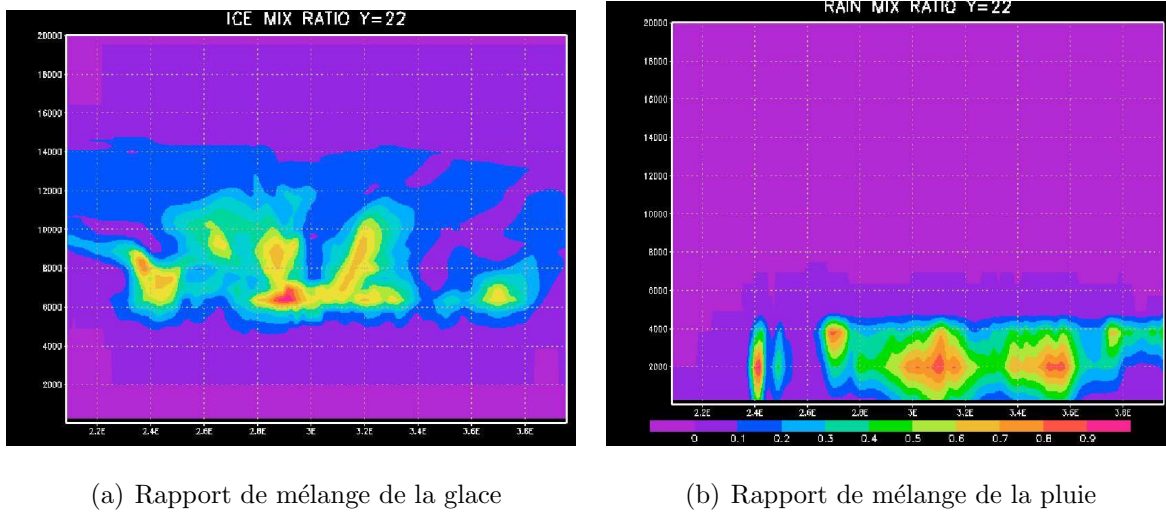
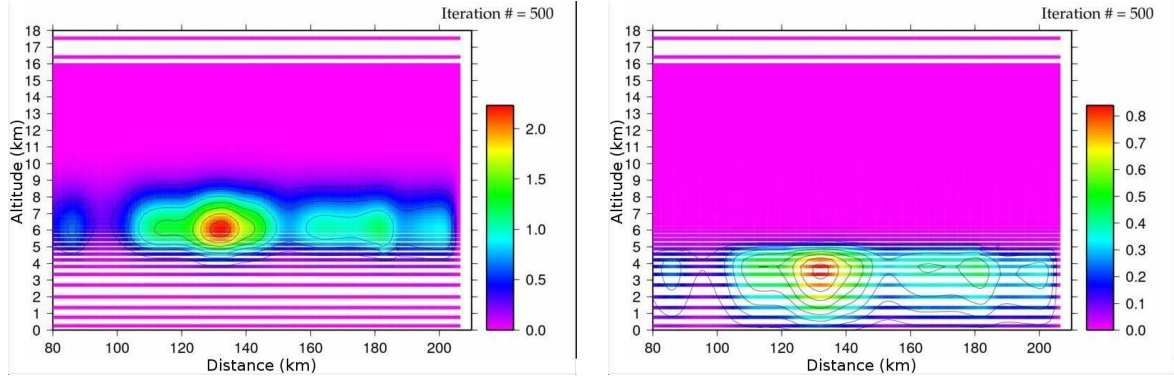


FIG. 3.45 – Champs microphysiques restitués par BRAMS, Lignes de grains du 28 juillet 2006. [Communication personnelle Guillaume Pénide et Vincent Giraud]

Les données de BRAMS utilisées ont une résolution horizontale d'un kilomètre et 104 niveaux d'altitude. Le pas en altitude des 104 niveaux n'est pas régulier, pour la restitution avec le modèle diagnostique, on a fait l'approximation de considérer le pas en altitude constant et égale à la valeur moyenne de 200m. Cette approximation est nécessaire, car il n'a pas été possible numériquement de résoudre les équations du modèle diagnostique avec un pas en altitude variable. Pour tracer les figures, on a repositionné les niveaux de la restitution aux bonnes altitudes, les bandes blanches de la figure 3.46) viennent du fait que le pas de la grille n'est pas régulier en altitude contrairement au pas utilisé pour la restitution.

Premier constat lorsque l'on compare les contenus en pluie et en neige de BRAMS (cf figure 3.45) avec ceux restitués par le modèle microphysique (cf figure 3.46), on constate immédiatement que l'approximation sur le pas en altitude et une diffusion trop importante ne permettent pas de restituer dans le détail les structures des précipitations. Cependant les principales structures sont restituées, la phase liquide étant mieux représentée que la phase glace. On y retrouve une première cellule de faible intensité, suivie de 2 cellules importantes. Dans les deux cas on retrouve un contenu en pluie (q_r) proche de 1 g.kg^{-1} . Bien que la microphysique du modèle diagnostique soit plus simple que celle de BRAMS (un



(a) Rapport de mélange de la glace

(b) Rapport de mélange de la pluie

FIG. 3.46 – Champs microphysiques restitués à partir des données de BRAMS

seul moment et moins d'espèces d'hydrométéores), elle permet de restituer les structures de la ligne de grains, ainsi que leur intensité.

Les restitutions avec la dynamique de BRAMS ou la dynamique du RONSARD présente des points communs, notamment un rapport de mélange en précipitation de l'ordre d' 1 g.kg^{-1} , avec un maximum entre 2 et 4 kilomètres d'altitude.

Perspectives

Cette comparaison un peu rapide montre néanmoins des résultats encourageants. Une comparaison plus approfondie nécessiterait que les données initialement sur une grille irrégulière soient interpolées sur une grille régulière par la méthode numérique MANDOPAS 3D. Pour éviter ce traitement supplémentaire, on pourrait aussi utiliser d'autres simulations issues de BRAMS et sur une grille régulière et dans un cas où la ligne de grains peut être considérée comme bidimensionnelle et quasi-stationnaire.

3.9 Conclusion

L'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006 a montré l'intérêt d'utiliser un modèle microphysique pour restituer les contenus en hydrométéores ainsi que les processus microphysiques, en effet, on peut notamment accéder à des informations sur les processus

que l'on ne peut obtenir avec un radar.

Néanmoins, l'utilisation d'un radar tel que le RONSARD permet la restitution d'un champ de vent que l'on peut utiliser en entrée du modèle. De plus si ce radar est polarimétrique, il permet en plus de la mesure de la réflectivité, d'effectuer des classifications d'hydrométéores. Les différentes restitutions microphysiques réalisées avec les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD ont été validées par les comparaisons avec les observations et les classifications polarimétriques mais aussi avec différentes études utilisant des modèles microphysiques : Hauser *et al.* (1988), Marécal *et al.* (1993), Yang et Houze (1995). Les restitutions ont donné des résultats en accord avec les observations/études en terme de contenu en eau, de taux de pluie, de réflectivité et enfin en terme de processus microphysiques. Cependant la restitution d'un champ de vent avec un seul radar ne permet que l'obtention d'un champ de vent intermédiaire entre les deux séquences d'observations, les comparaisons avec les observations ne peuvent donc être que qualitatives.

On note cependant aussi les limitations du modèle, en particulier sa sensibilité à la diffusion, et aux champs de vents initiaux. Même si les restitutions pour le cas du 28 juillet 2006 ont montré de bons résultats en accord avec les observations, la bidimensionnalité du modèle néglige le transport transverse, or les observations montrent une structure de la ligne de grains assez complexe avec notamment un transport transverse non négligeable.

Pour limiter l'instabilité numérique du processus de condensation/évaporation du nuage liquide dans les zones où l'humidité relative est proche de 100 %, la paramétrisation du processus PVCON a été améliorée en introduisant un seuil pour éviter de passer directement de la condensation à l'évaporation.

Grâce au champ de vent synthétique, on a pu effectuer une restitution "type" qui reprend les caractéristiques communes aux lignes de grains et qui garantit le respect de l'équation de continuité de la masse d'eau en deux dimensions. De plus cette restitution "type" nous a permis de valider l'utilisation d'un champ de vent synthétique pour s'affranchir des contraintes de restitution du champ de vent à un seul radar. La solution optimale étant d'utiliser deux radars, ce qui permet d'obtenir un champ de vent plus complet et d'utiliser des données plus proches temporellement.

L'utilisation de champs de vent synthétiques, validée par comparaison avec les champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD, permet de s'affranchir des contraintes de restitution des champs de vent restitués. En effet, l'utilisation d'un seul radar pour la restitution du vent nous oblige à un certain nombre d'hypothèses. Ils permettent aussi de tester les éléments de la dynamique d'une ligne de grains essentiels à son bon développement. Elle permet enfin de tester rigoureusement la sensibilité aux conditions de température et d'humidité en maîtrisant les propriétés du champ de vent.

L'intérêt du modèle microphysique par rapport aux observations est de pouvoir quantifier les éléments que l'on peut juste qualifier avec des observations radar. Ainsi avec le modèle diagnostique, on peut déterminer l'influence des différents processus et leur contribution respective dans les échanges de chaleur ou la production des précipitations. Ces résultats ont permis de mettre en évidence le rôle de la condensation dans la formation des précipitations et dans le réchauffement de la convection. Les deux autres processus les plus influençant étant la fonte et l'évaporation de la pluie.

Chapitre 4

La microphysique des lignes de grains

Sommaire

4.1	Restitutions microphysiques avec les champs de vent simulés.	166
4.2	Lignes de grains de la campagne AMMA	182
4.3	Détermination du type de glace précipitante	192
4.4	Estimation des pluies par satellite	208
4.5	Conclusion	217

Dans le chapitre 3 nous avons réalisé une étude détaillée de la ligne de grains du 28 juillet 2006. Cette étude détaillée réalisée avec le modèle microphysique nous a permis de faire une étude quantitative de la ligne de grains, de déterminer les processus importants, mais aussi de valider l'approche combinant un champ de vent synthétique avec les données de température et d'humidité issues des radiosondages. Cette étude de cas nous a aussi permis de vérifier l'influence de la dynamique.

Afin de pouvoir étendre ces résultats aux lignes de grains en général, et en l'absence d'autres champs de vent restitués par radar, nous avons fait un certain nombre de restitutions avec le champ de vent synthétique multicellulaire (cf section 2.1.2) et différents radiosondages proches des principales lignes de grains de la campagne AMMA afin de représenter les conditions de température, d'humidité et de dynamique les plus variées possibles. L'influence de la dynamique a été longuement développée dans le chapitre 2. Nous nous intéresserons donc ici en premier lieu aux conditions initiales grâce aux différents radiosondages, puis aux types de glace précipitante en cherchant un type de glace représentatif de l'ensemble des lignes de grains pour les calculs de température de brillance.

Dans ce chapitre, nous avons préféré travailler avec le champ de vent synthétique multicellulaire (cf section 2.1), dont on maîtrise les propriétés, mais surtout parce qu'il possède une zone convective avec une ascendance importante, suivie d'une zone intermédiaire avec deux ascendances de plus faible intensité, et enfin une partie stratiforme complète. Ce champ de vent représente une dynamique complexe permettant d'étudier au mieux l'influence du type de glace sur la structure de la ligne de grains.

4.1 Restitutions microphysiques avec les champs de vent simulés.

On a vu dans les chapitres précédents l'intérêt d'un champ de vent synthétique pour effectuer des tests de sensibilité ou pour s'affranchir des limitations des champs de vent restitués avec un seul radar.

4.1.1 Champ de vent synthétique avec plusieurs cellules de convection

Certaines observations du RONSARD du 28 juillet 2006 montrent une cellule de convection principale avec à l'arrière de la ligne de grains deux anciennes cellules de convection (cf figure 4.1). Pour pouvoir représenter aux mieux ces observations qui sont typiques des ligne de grains matures (cf figure 3.13), nous avons utilisé un champ de vent synthétique avec une cellule de convection principale et deux cellules de convection secondaires (cf figure 2.2).

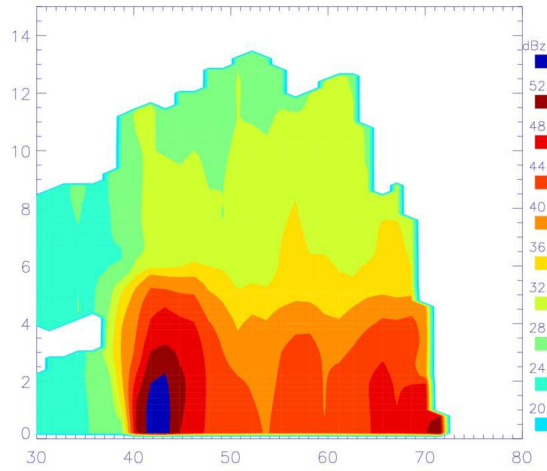


FIG. 4.1 – Réflectivité (dBZ) observée par le RONSARD le 28/07/06

La restitution avec le champ de vent multicellulaire possède les mêmes caractéristiques que la restitution de référence [II], à savoir une résolution horizontale de 100m et une résolution verticale de 60m, un domaine de 80 km de longueur et de 17 km d'altitude et les données de pression, de température et d'humidité du radiosondage de Parakou du 28 juillet 2006 à 10h. Pour les trois espèces de glace précipitante on a choisi : les graupels [Lum3], les dendrites [DenII] et des agrégats [AggII]. Ces espèces sont les mêmes que celles utilisées pour l'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006. Elles permettent d'en représenter correctement les caractéristiques microphysiques. Nous considérerons par la suite cette restitution comme la restitution de référence multicellulaire pour l'étude du

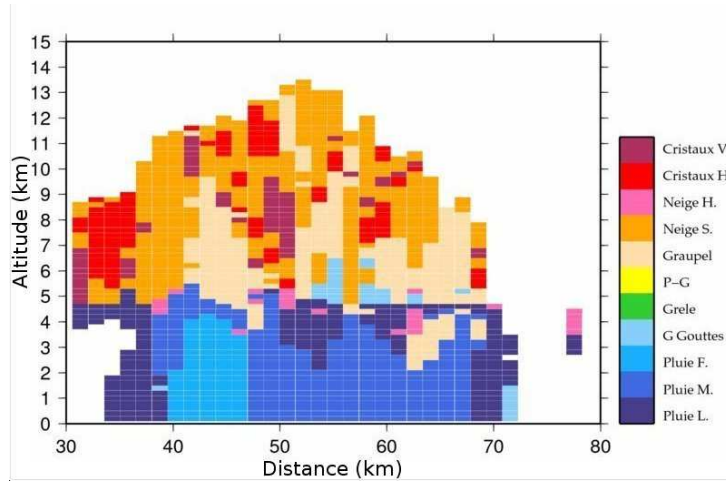


FIG. 4.2 – Classifications des hydrométéores (Evaristo, 2009) associées aux réflectivités de la figure 4.1 pour la ligne de grains du 28 juillet 2006

type de glace.

Les champs microphysiques restitués avec un champ de vent multicellulaire (cf figure 4.3) peuvent être associés au stade mature d’une ligne de grain caractérisé par des graupels dans la partie convective (cf les classifications polarimétriques, figure 4.2). Les graupels sont formés quand des cristaux de neige rencontrent de l’eau surfondue. Or l’eau surfondue se retrouve essentiellement dans la convection, comme dans les restitutions de Braun et Houze (1994) et Caniaux *et al.* (1994). Le contenu en glace précipitante et notamment en graupels est plus important dans les cellules de convections secondaires (cf figure 4.3(a)). Cela peut s’expliquer par le fait que nous avons la somme de la glace formée au niveau des ascendances secondaires, et de la glace formée dans l’ascendance principale et transportée vers l’arrière de la ligne de grains. Cet effet peut être accentué par la discrétisation entre neige et graupels quand le contenu en glace dépasse $3,5 \text{ g.kg}^{-1}$. L’autre explication est qu’il faut du temps pour former de la glace précipitante. Dans la cellule la plus récente, on s’attend donc à avoir plus de nuage liquide et moins de précipitations glace. Enfin, cette absence de graupels dans la cellule de convection principale contrairement aux classifications polarimétriques peut aussi être dû au critère de détermination du type d’hydrométéore (cf section 1.4.4), qui n’est pas forcément adapté à tous les types de restitutions. La répartition des graupels (cf figure 4.3(f)) n’est donc pas tout à fait en accord

4.1. Restitutions microphysiques avec les champs de vent simulés.

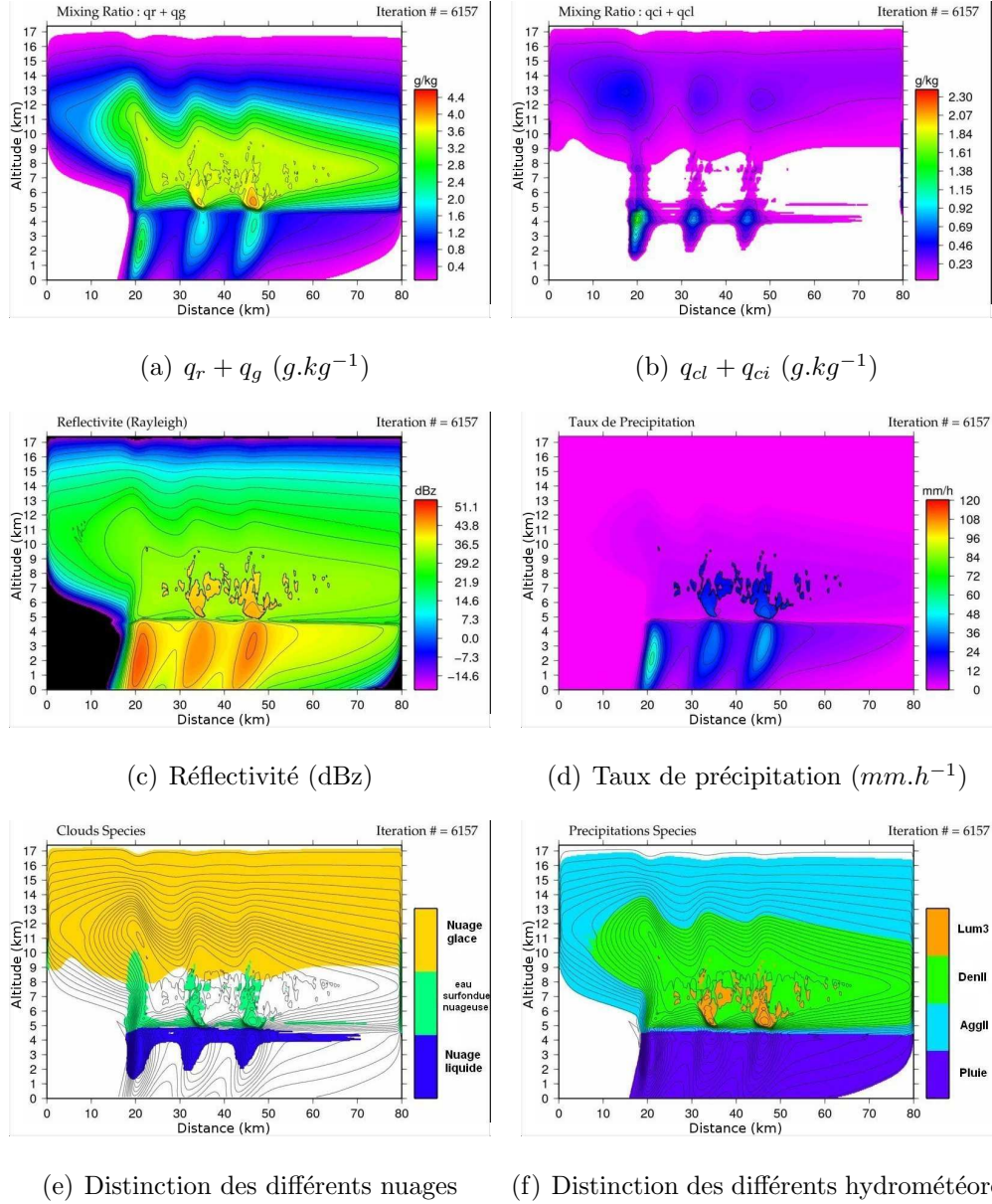


FIG. 4.3 – a) Rapport de mélange en précipitations b) Rapport de mélange en nuage c) Réflectivité d) Taux de précipitations e) Distinction des différents nuages f) Distinctions des différents hydrométéores pour la restitution avec un champ de vent synthétique avec plusieurs cellules de convection

avec les classifications polarimétriques (cf figure 4.2), à cause de l'absence de graupels dans la première cellule de convection.

Les réflectivités restituées (cf figure 4.3(c)) avec le champ de vent multicellulaire sont

comparables en terme d'intensité à celles observées (cf figure 4.1) et sont caractéristiques d'une ligne de grains mature, avec plusieurs cellules de forte réflectivité ($Z > 45$ dBz) à $X=20, 32$ et 45 km. On notera aussi de fortes réflectivités observées ($Z > 35$ dBz) au dessus de l'isotherme 0° C, associée à des graupels (Evaristo, 2009). Dans les restitutions, le nuage liquide se développe dans les trois zones d'ascendances (cf figure 4.3(b), à $X=20, 32$ et 45 km) avec un contenu en nuage plus important dans la cellule de convection principale. En terme de taux de pluie, on retrouve l'ordre de grandeur des classifications polarimétriques du 28 juillet 2006 avec des taux de pluies supérieurs à 30 mm.h^{-1} dans la convection, des taux inférieurs à 10 mm.h^{-1} dans la partie stratiforme, et des taux intermédiaires dans la zone de transition.

Les restitutions microphysiques réalisées à partir du champ de vent synthétique multicellulaire sont comparables aux restitutions microphysiques de Hauser *et al.* (1988). Le champ de vent de la ligne de grain du 22 juin 1981 présente lui aussi une cellule de convection principale suivie d'autres zones d'ascendance.

4.1.2 Processus microphysiques

La figure 4.4 présente la répartition des processus microphysiques les plus actifs (condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide ⁵et dépôt de vapeur sur la glace précipitante ⁶ exclus) pour la restitution avec le champ de vent synthétique multicellulaire. On y retrouve comme dans Hauser *et al.* (1988) trois zones d'activation du processus de condensation, et des processus de givrage et d'accrétion du nuage liquide liées aux trois zones d'ascendances.

La carte de répartition des processus (cf figure 4.4) est similaire à celle obtenue avec le champ de vent synthétique de référence (cf section 2.3) et les champs de vent du RONSARD (cf chapitre 3). On peut par conséquent considérer que la répartition des processus principaux est caractéristique des lignes de grains. On peut définir un schéma

⁵Sauf mention contraire on considèrera que la condensation est la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide

⁶Sauf mention contraire on considèrera que le dépôt de vapeur est le dépôt de vapeur sur la glace précipitante

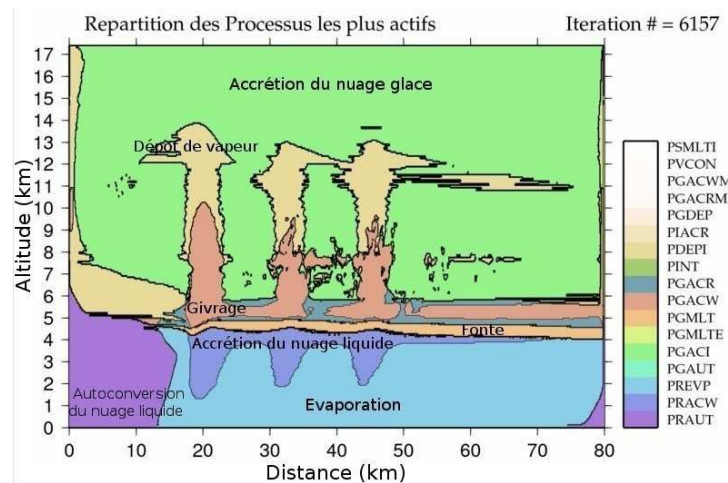


FIG. 4.4 – Répartition des processus microphysique les plus actifs pour la restitution avec le champ de vent synthétique multicellulaire

général de répartition des processus, avec du sol au sommet de la ligne de grains :

- l'évaporation de la pluie ;
- l'accrétion du nuage liquide par la pluie et la condensation ;
- la fonte des précipitations glacées ;
- l'accrétion de la pluie par les précipitations glacées ;
- le givrage des gouttelettes de nuage liquide et la condensation ;
- le dépôt de vapeur sur les précipitations glacées et l'accrétion du nuage glace par la glace précipitante ;
- l'accrétion du nuage glace par la glace précipitante.

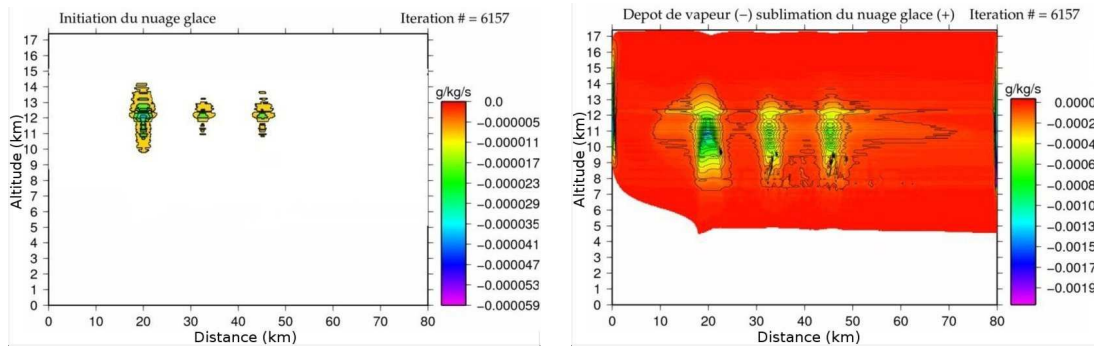
La partie convective est caractérisée par un plus grand développement vertical de la condensation, de l'accrétion du nuage liquide en dessous de l'isotherme 0°C , et du givrage au dessus de l'isotherme 0°C . On note aussi dans la convection, l'importance du dépôt de vapeur sur les cristaux de nuage glace.

Processus sources et puits du nuage

Le nuage, et plus particulièrement le nuage liquide est important dans la modélisation de la ligne de grains. En effet, la condensation étant un processus important, le nuage

liquide est en équilibre entre condensation, givrage et accréation. Il ne faut pas non plus négliger le nuage glace, qui même s'il intervient à des altitudes plus élevées n'en reste pas moins une source significative de précipitations glacées.

La figure 4.5 présente les deux processus intervenants dans la formation du nuage glace, à savoir l'initiation (PINT) et le dépôt de vapeur/sublimation (PDEPI). L'initiation du nuage glace (PINT) est proportionnelle au nombre de noyaux glaçogènes actifs. Ce processus est actif dans la convection et lorsque l'air est largement saturé par rapport à la glace, avec un maximum d'activité vers 12 kilomètres d'altitude. Ce n'est pas un processus très important en terme de production de nuage glace, mais il est important parce qu'il initie ce dernier. En effet, une fois les petits cristaux de glace formés, ils grossissent par dépôt de vapeur (valeurs négatives de PDEPI). Ce processus est principalement actif entre 9 et 12 km d'altitude, dans l'ascendance, là où l'air est sursaturé par rapport à la glace. En dehors des ascendances, quand l'air n'est plus saturé, le nuage glace se sublime (valeurs positives de PDEPI).



(a) Initiation ($g.kg^{-1}.s^{-1}$)

(b) Dépôt de vapeur ($g.kg^{-1}.s^{-1}$)

FIG. 4.5 – Processus de formation du nuage glace

Pour le nuage liquide, la condensation est active dans l'ascendance, et dans les zones saturées par rapport à l'eau liquide (cf figure 4.6). L'évaporation est principalement active au bord du nuage.

Comme décrit précédemment, la condensation est un processus très important parce qu'à la base de la chaîne de processus et à l'origine des précipitations. Une grande partie de la vapeur d'eau condensée va rapidement s'évaporer, ou se transformer (par autoconversion

ou accrétion) en précipitations.

Dans la partie stratiforme, l'air n'est saturé par rapport à l'eau liquide que sur une épaisseur de moins de 2 km. La condensation est donc moins active que dans les ascendances convectives. A l'inverse l'évaporation du nuage liquide est plus importante dans la partie stratiforme. Les valeurs du rapport de mélange du nuage liquide sont cohérents avec les restitutions de Szeto et Cho (1994a). La figure 4.6 présente la moyenne sur des mailles de 500x300 m des processus de condensation et d'évaporation car la structure de la condensation/évaporation est en fines bandes, ce qui laisse à penser que la paramétrisation de la condensation/évaporation pourrait être améliorée dans la méthode de restitution pour permettre une plus grande stabilité numérique dans les zones proches de 100 % d'humidité relative.

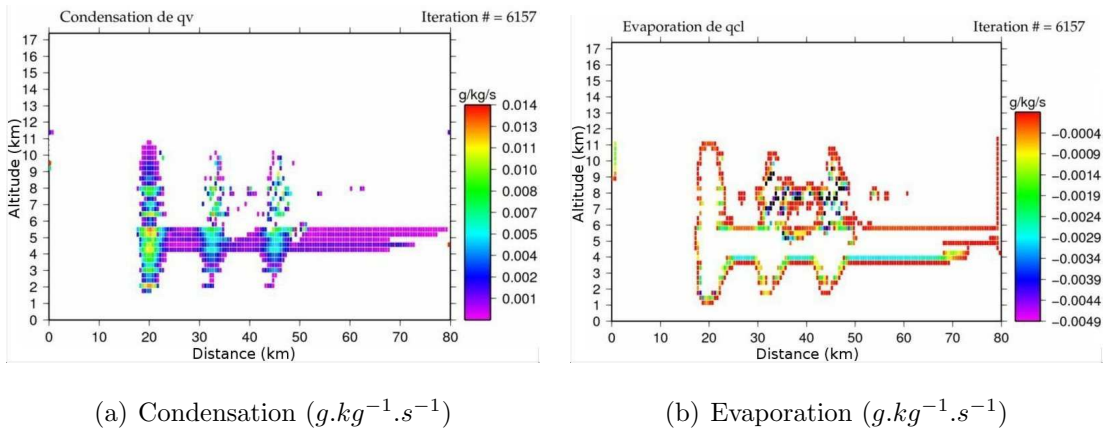


FIG. 4.6 – Processus de condensation (a) et d'évaporation (b) du nuage liquide. (On a fait la moyenne des processus pour des mailles de 500x300m)

Processus sources et puits de la glace précipitante

Les précipitations glacées ont plusieurs sources qui ont des domaines différents d'activité (cf figure 4.7). En altitude, autour de 11 km, c'est l'accrétion du nuage liquide par la neige qui est la plus active. En dessous, il y a compétition entre le givrage et le dépôt de vapeur, la compétition entre les deux processus étant modulée par les conditions de saturation et l'efficacité de la condensation au dessus de l'isotherme 0° C. Dans la partie stratiforme où la condensation est peu active, le dépôt de vapeur est nettement plus actif

que le givrage. A l'inverse, dans les ascendances où la condensation est très active, le givrage est nettement plus actif que le dépôt de vapeur (cf tableau 4.1 et les différentes cartes de répartition des processus). Enfin au niveau de l'isotherme 0°C , c'est l'accrétion de la pluie par la neige qui est active. La forte activité de ce processus explique que l'on retrouve très peu de pluie au dessus de l'isotherme 0°C .

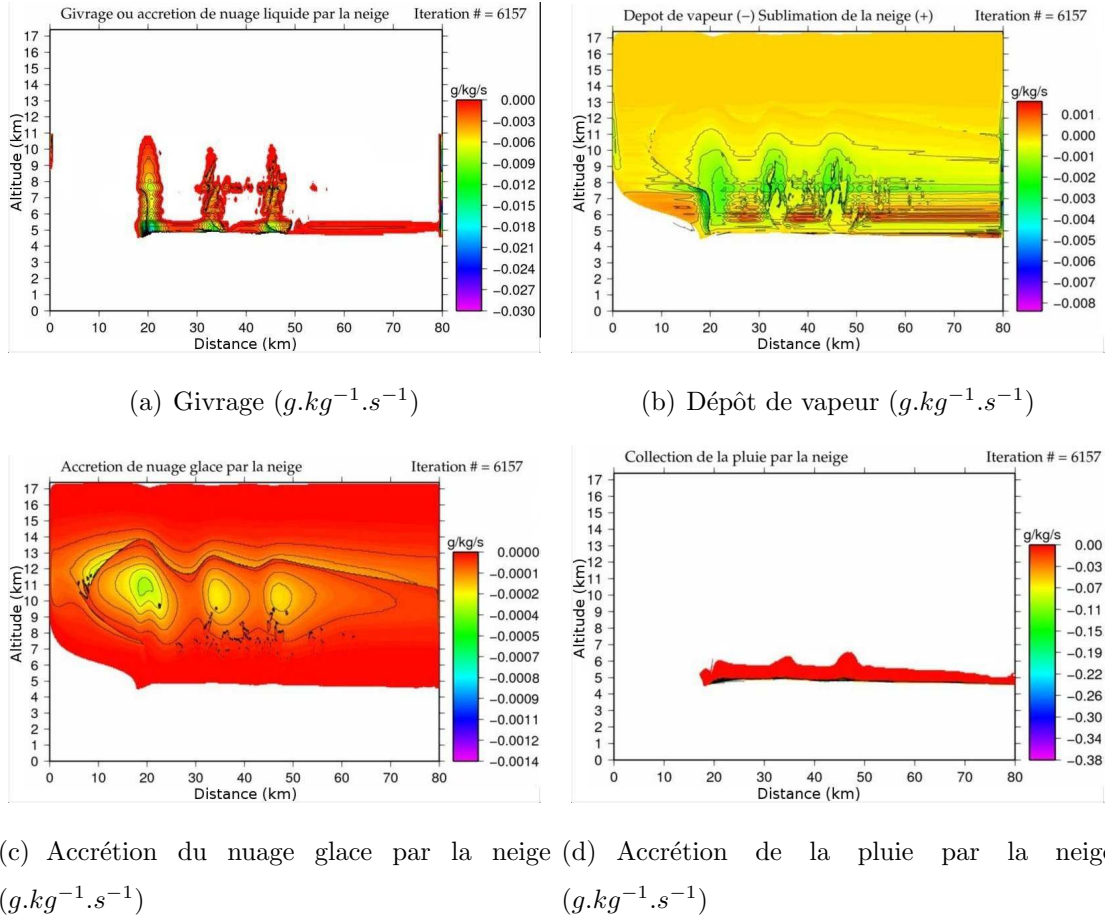


FIG. 4.7 – Processus de formation des hydrométéores glacés

En accord avec les restitutions de Yang et Houze (1995), le dépôt de vapeur sur la glace précipitante est actif dans les ascendances et en altitude dans la partie stratiforme. Entre l'isotherme 0°C et 7 km d'altitude c'est la sublimation de la neige qui est active. La givrage est principalement actif dans l'ascendance.

La figure 4.7(b) montre que le dépôt de vapeur est moins efficace sur les graupels que sur la neige. Ce résultat s'explique notamment par le fait que l'intensité du dépôt de

vapeur dépend notamment du facteur de forme de la glace précipitante. Or les graupels sont souvent considérés comme sphériques ou plus sphériques que la neige.

Différentes études ont montré (Leary et Houze, 1979b; Tao *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 1997) que les précipitations glacées constituaient une contribution importante pour les précipitations dans la partie stratiforme. Mais nous avons aussi montré que les précipitations glacées sont en partie responsable des fortes précipitations dans la partie convective (notamment par la fonte des graupels).

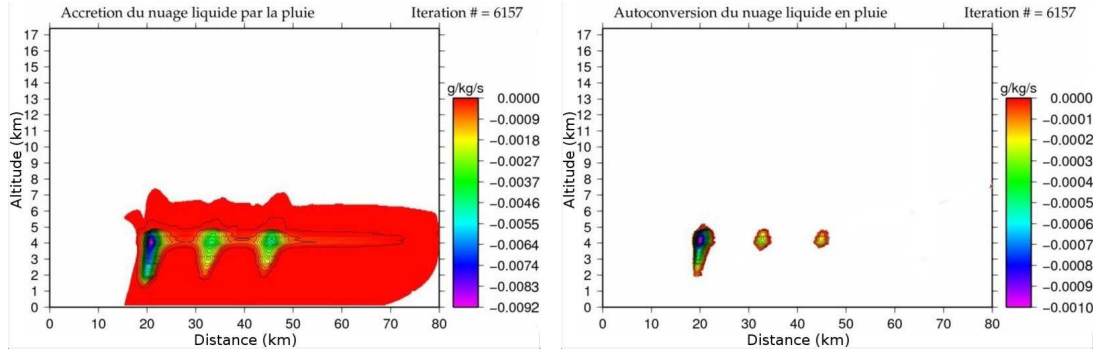
Processus sources et puits de la pluie

Pour la pluie, la formation des précipitations est différente dans la partie convective et dans la partie stratiforme. Dans la partie convective, la pluie est due à la fois à la fonte des hydrométéores glacés, surtout les graupels (cf section 4.3.4) et à l'accrétion du nuage liquide par la pluie (cf tableau 4.1). L'autoconversion de nuage liquide, processus initiateur des précipitations contribue peu aux précipitations, en terme de contenu en eau.

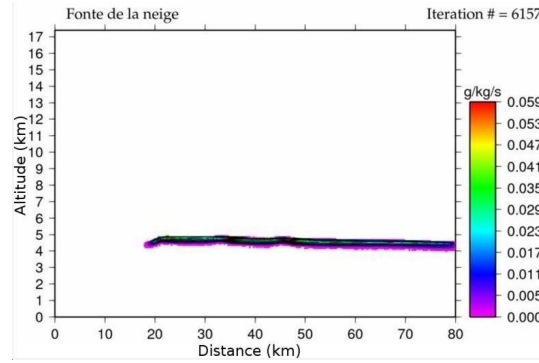
Lorsque l'on regarde la carte de répartition des processus, on remarque que l'accrétion du nuage liquide est le processus le plus créateur de contenu en eau liquide précipitante. Dans la partie stratiforme, les précipitations sont essentiellement dues à la fonte des hydrométéores glacés (cf figure 4.11(b)). Comme décrit dans Leary et Houze (1979b), Tao *et al.* (1990) et Liu *et al.* (1997), les différentes simulations indiquent que les précipitations de la partie stratiforme sont principalement dues à la fonte de la neige, neige transportée depuis la partie convective. La figure 4.11(b) et le tableau 4.1 illustrent le rôle du transport, la quantité de neige qui fond étant supérieure à la quantité de neige créée à la verticale du point de chute dans la partie stratiforme.

Les restitutions microphysiques réalisées à partir du champ de vent synthétique multicellulaire sont comparables aux restitutions microphysiques de Hauser *et al.* (1988) réalisées avec le champ de vent de la ligne de grain du 22 juin 1981 qui présente une cellule de convection principale suivie de zones d'ascendance.

Dans Hauser *et al.* (1988), on retrouve 3 zones actives pour l'accrétion du nuage par la pluie et pour la condensation , avec sur les 3, une zone principale dans la convection principale. Dans une moindre mesure, on retrouve aussi 3 zones d'activité pour l'auto-



(a) Autoconversion du nuage liquide en pluie $(g.kg^{-1}.s^{-1})$ (b) Accrétion du nuage liquide par la pluie $(g.kg^{-1}.s^{-1})$



(c) Fonte de la neige $(g.kg^{-1})$

FIG. 4.8 – Processus principaux de formation des précipitations.

conversion du nuage liquide. Les processus d'accrétion et d'autoconversion sont liés au nuage liquide. Or le nuage liquide se forme par condensation de la vapeur d'eau dans les zones d'ascendance principalement. Il est donc normal de retrouver 3 zones d'activité de ces processus.

Cette répartition des processus en phase liquide se retrouve dans les restitutions avec le champ de vent synthétique avec 3 cellules de convection. En plus de ces 3 processus, on retrouve un maximum d'activité de l'évaporation de la pluie, juste à l'arrière et en dessus de la condensation.

4.1.3 Échanges de chaleur latente

La dynamique et les conditions initiales ont une influence sur le développement des lignes de grains et sur la microphysique. Mais au travers des changements de phase de l'eau, les processus microphysiques rétroagissent sur la température. On a déjà déterminé dans le chapitre 3 les zones de réchauffement et de refroidissement dues aux changements de phase de l'eau. Le but est ici de montrer que les résultats établis pour une zone d'ascendance sont valables pour trois zones d'ascendance, mais aussi de comparer les résultats obtenus pour un champ de vent synthétique avec ceux obtenus à partir des champs de vent du RONSARD.

La figure 4.9 compare l'humidité relative et les variations de températures liées aux échanges de chaleur latente pour deux dynamiques très différentes : les figures 4.9(a), 4.9(c) et 4.9(e) correspondent à la restitution utilisant un champ de vent du RONSARD avec une ascendance moyenne, $W_{max} = 4m.s^{-1}$ (Coupe J du champ de vent de 7h01 du 28 juillet 2006), tandis que les figures 4.9(b), 4.9(d) et 4.9(f) correspondent à la restitution utilisant un champ synthétique avec une ascendance forte, $W_{max} = 6.5m.s^{-1}$, suivie de deux ascendances de faible intensité (Champ de vent multicellulaire).

Les conditions initiales des deux restitutions étant celles du radiosondage du 28 juillet à 10h, c'est l'influence de la dynamique qui différencie ces deux restitutions. Bien que la dynamique des deux restitutions soit très différente, une humidité relative de 100 % apparaît pour les deux cas dans les ascendances et autour de l'isotherme 0° C. Dans les basses couches ($z < 2.5$ km) on retrouve une humidité relative comprise entre 70 et 80 %. Il est intéressant de noter que bien que différentes, les deux restitutions présentent un champ de modification de la température dû à l'évaporation semblable en structure (cf figures 4.9(c) et 4.9(d)). Pour les deux restitutions, l'évaporation est responsable d'un refroidissement d'au moins de $0,004 K.s^{-1}$ soit près de $14,4 K.h^{-1}$.

Ce refroidissement des basses couches associé au flux de retour d'une épaisseur de 2 kilomètres (dans les champs de vent du RONSARD ou les champs de vent synthétiques) forme le courant de densité. Il provient de l'arrière de la ligne de grains et est refroidi notamment par l'évaporation. Il favorise l'ascendance lorsqu'il rencontre le flux de mousson

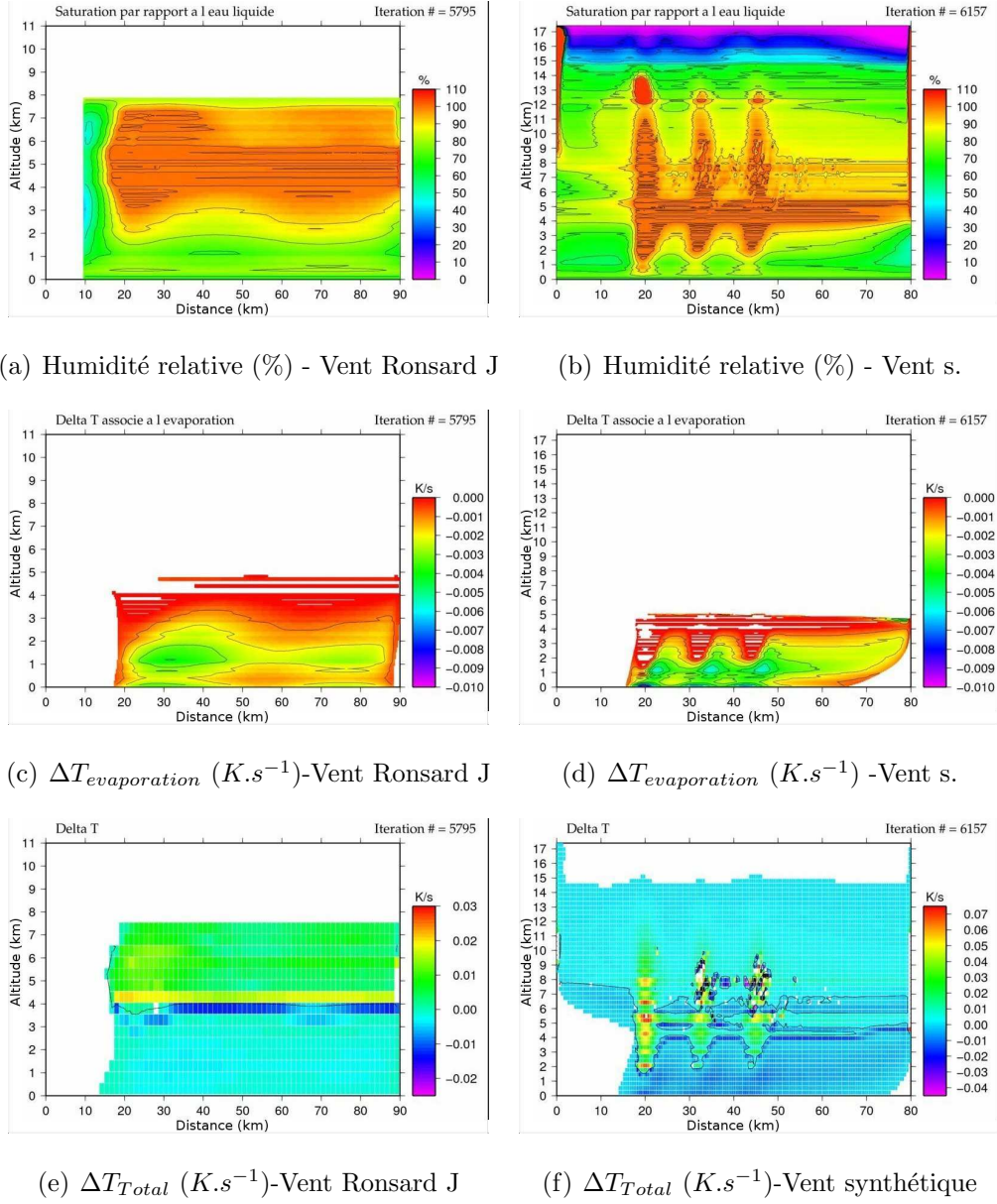


FIG. 4.9 – Humidité relative (%), Taux de refroidissement due au processus d'évaporation ($K.s^{-1}$) et taux de refroidissement total pour la restitution avec le champ de vent J du RONSARD (respectivement a, c et e) et avec le champ de vent synthétique multicellulaire (respectivement b, d et f).

chaud et humide à l'avant de la ligne de grains.

Dans la section 2.4.2, on a montré l'importance de l'advection d'humidité, associée à l'ascendance. Mais dans les champs de vent synthétiques, l'intensité de l'advection est

proportionnelle à l'intensité du courant de densité. Donc l'humidité relative dans l'ascendance est la combinaison des propriétés de température et d'humidité et des propriétés dynamiques (advection, courant de densité et ascendance). En refroidissant la base de la convection, le courant de densité provoque une augmentation de l'humidité relative dans les basses couches et force le flux entrant à monter, ce qui augmente l'humidité relative en altitude par advection d'humidité.

Si l'on regarde l'ensemble des échanges de chaleur latente (cf figures 4.9(e) et 4.9(f)), les basses couches ($z < 2.5$ km) sont globalement refroidies par l'évaporation. Dans la convection, il y a un réchauffement dû à la condensation, à la congélation des gouttelettes nuageuses et au dépôt de vapeur sur les cristaux de glace nuageux et précipitants.

Autour de la couche de fonte, dans la partie stratiforme, la congélation réchauffe l'air au dessus de l'isotherme 0° C, tandis que la fonte refroidit l'air en dessous de l'isotherme 0° C. On a donc globalement un réchauffement au dessus de l'isotherme 0° C et un refroidissement des basses couches.

Les processus microphysiques, et les échanges de chaleurs latente sont fonction de la dynamique. Ce sont les ascendances et l'humidité relative qui vont définir les structures de la ligne de grains. L'intensité des processus va dépendre de l'intensité de l'ascendance, mais aussi des conditions thermodynamiques et d'humidité.

4.1.4 Contribution des processus dans les précipitations

Nous allons maintenant faire un bilan d'eau de la ligne de grains, et regarder la contribution respective des principaux processus. Le tableau 4.1 compare la moyenne de plusieurs processus au terme source du contenu en pluie. Pour établir l'importance relative des différents processus on a réalisé la moyenne de chacun des processus pour la restitution avec le champ de vent multicellulaire et on l'a exprimée en pourcentage du terme source de la pluie. Le terme "Source Pluie" est la somme des moyennes des processus représentant une source pour les précipitations liquides. On a calculé l'importance de l'accrétion du nuage liquide par la pluie, de la fonte et de l'évaporation en fonction du terme "Source pluie". Bien entendu, l'évaporation constitue un terme puits de la pluie. Cette contribution des processus a été calculée pour :

- Toute la ligne de grains ($19 < X < 75\text{km}$),
- La partie convective ($17.5 < X < 24 \text{ km}$) avec la cellule de convection principale,
- La zone intermédiaire ($35 < X < 50 \text{ km}$) avec les deux cellules de convections secondaires,
- La partie stratiforme ($50 < X < 75 \text{ km}$).

		Ligne de grain	Partie convective	Zone Intermédiaire	Partie Stratiforme
Terme source de la pluie	10^{-4}	19-75 km	17.5-24 km	35-50 km	50-75 km
	$g.kg^{-1}.s^{-1}$	6.7	9.0	7.9	4.5
Accrétion	%	17	52	20	2
Fonte	%	68	36	63	86
Autres processus	%	15	12	17	12
Évaporation	%	- 25	-14	-22	-35

TAB. 4.1 – Moyenne, sur tout le domaine, de la somme des processus source des précipitations ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) et le pourcentage par rapport à la source de précipitation de l'accrétion du nuage liquide par la pluie, de la fonte et de l'évaporation. Valeurs pour la restitution avec le champ de vent synthétique à 3 cellules pour toute la ligne de grains, la zone convective, la zone intermédiaire et la zone stratiforme.

On remarque bien que le nuage liquide étant principalement formé dans les ascendances, l'accrétion du nuage liquide par la pluie n'est active que dans la convection et la zone intermédiaire. La fonte est une source importante des précipitations liquide dans la convection (36 %), mais c'est presque l'unique source des précipitations liquides dans la partie stratiforme (86 %).

La contribution relative des différents processus peut se résumer par un schéma simplifié de leur importance relative par rapport à la condensation. Pour cela on calcule la moyenne de chaque processus pour la ligne de grain, et on exprime son importance relative en pourcentage de la condensation. La figure 4.10 représente la contribution des processus pour la ligne de grains dans son ensemble (en % de la condensation), alors que la figure 4.11 représente la contribution des processus pour la partie convective et pour la partie stratiforme.

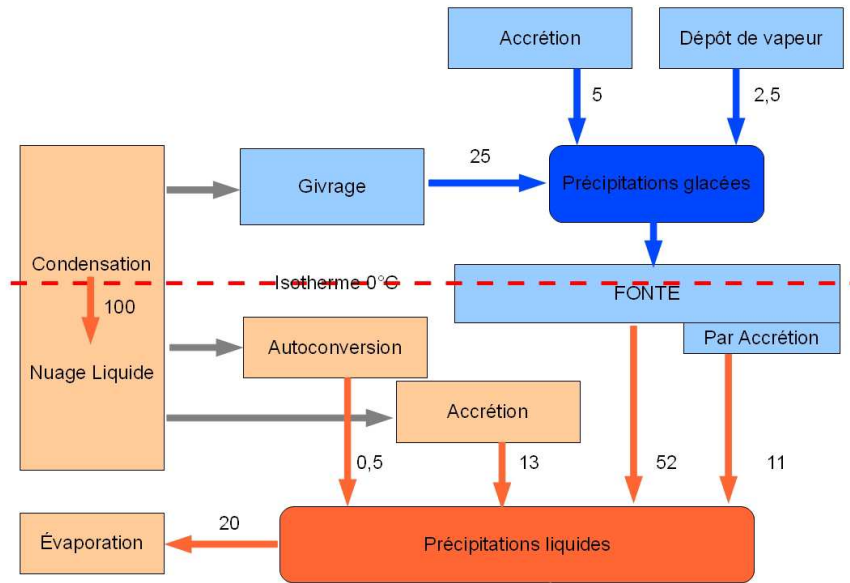


FIG. 4.10 – Bilan d'eau - Contributions des différents processus (en % par rapport à la condensation) dans la formation des hydrométéores précipitants

La figure 4.10 met en évidence les trois principaux processus impliqués dans la formation des précipitations, à savoir : la condensation, le givrage (33 % du terme source de la pluie, même si la contribution est indirecte via la fonte) et l'accrétion du nuage liquide (17 % du terme source de la pluie). On remarquera que l'essentiel des précipitations liquides au niveau de la ligne de grains est apporté par les précipitations glacées à travers le processus de fonte (68 % du terme source de la pluie). Mais les résultats précédents ont montré que les processus n'avaient pas la même importance dans la partie convective (60 % du terme source de la pluie) que dans la partie stratiforme (86 % du terme source de la pluie).

On a donc schématisé l'importance des différents processus la partie convective et la partie stratiforme (cf figure 4.11). Dans la partie convective, le givrage et l'accrétion sont prépondérants, alors que dans la partie stratiforme, c'est le dépôt de vapeur et l'accrétion du nuage glace qui sont prépondérants, sans négliger le rôle du transport des hydrométéores depuis la partie convective, ce qui fait que la fonte des hydrométéores glacés est un processus majoritaire dans la partie stratiforme.

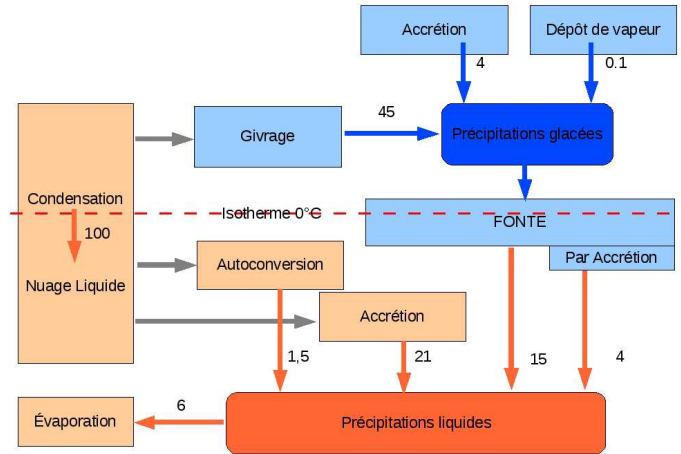
La condensation étant maximale dans l'ascendance convective, l'accrétion du nuage liquide et le givrage des gouttelettes nuageuses sont donc tous deux très actifs (respectivement 21 et 45 % de la condensation), cependant, la fonte n'est pas très active (19 % de la condensation), ce qui signifie que le transport des hydrométéores glacés est important. Ceci peut expliquer pourquoi avec la détermination du type de glace précipitante en fonction du contenu on ne "forme" pas de graupels dans la cellule de convection principale, la glace précipitante ne s'accumule pas et est transportée vers l'arrière de la ligne de grains. Une amélioration du critère de détermination de l'espèce de glace précipitante (cf section 1.4.4) serait de combiner le contenu en glace au givrage du nuage liquide qui conduit à la formation de graupels. Dans la partie stratiforme, il n'y a pas d'ascendance, la condensation est donc moins active, mais surtout le givrage et l'accrétion du nuage liquide sont minoritaires (respectivement 6 et 2.5 % de la condensation). Le terme source principal des précipitations est la fonte des hydrométéores glacés transportés depuis la convection (148 % de la condensation). On remarquera aussi que par rapport à la condensation, l'évaporation est beaucoup plus importante dans la partie stratiforme que dans la partie convective.

Ces résultats sont conformes à ceux établis par Gamache et Houze (1983) et Chong et Hauser (1989) sur le bilan d'eau dans une ligne de grains.

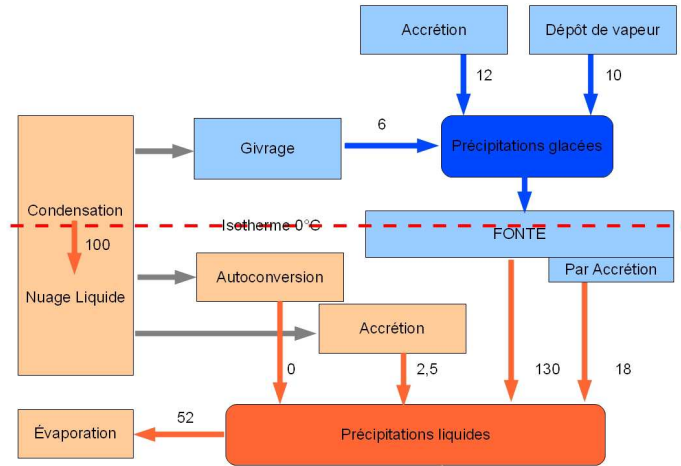
Les restitutions microphysiques montrent bien que le maximum d'évaporation se situe dans la zone convective. Mais les bilans d'eau de la figure 4.11 montrent que relativement aux terme source de la pluie, l'évaporation est plus importante (35 %) en zone stratiforme qu'en zone convective (14 %).

4.2 Lignes de grains de la campagne AMMA

Pour compléter l'étude de la section 2.28 sur la sensibilité aux conditions initiales des restitutions et sur les différentes restitutions du 28 juillet, nous avons utilisé quatre radiosondages associés à d'autres lignes de grains de la campagne AMMA entre juin et septembre 2006. Les restitutions ont été réalisées à partir du champ de vent synthétique multicellulaire et des différents radiosondages associés à ces lignes de grains. Les tableaux



(a) Partie convective



(b) Partie stratiforme

FIG. 4.11 – Contributions des différents processus (en % par rapport à la condensation) dans la formation des hydrométéores précipitants en fonction de la zone d'activité de la ligne de grains (convective/stratiforme)

2.5 et 2.6 du chapitre 2 présentent la valeur moyenne des processus en fonction des conditions initiales d'humidité et de température. Nous nous intéressons ici au développement des structures microphysiques des lignes de grains en fonction des conditions initiales, à travers notamment le rapport de mélange en précipitation et le taux de pluie, ainsi qu'à la détermination de profils moyens de contenu en précipitations. Ces profils verticaux

sont des données que l'on peut ensuite utiliser dans des simulations de température de brillance.

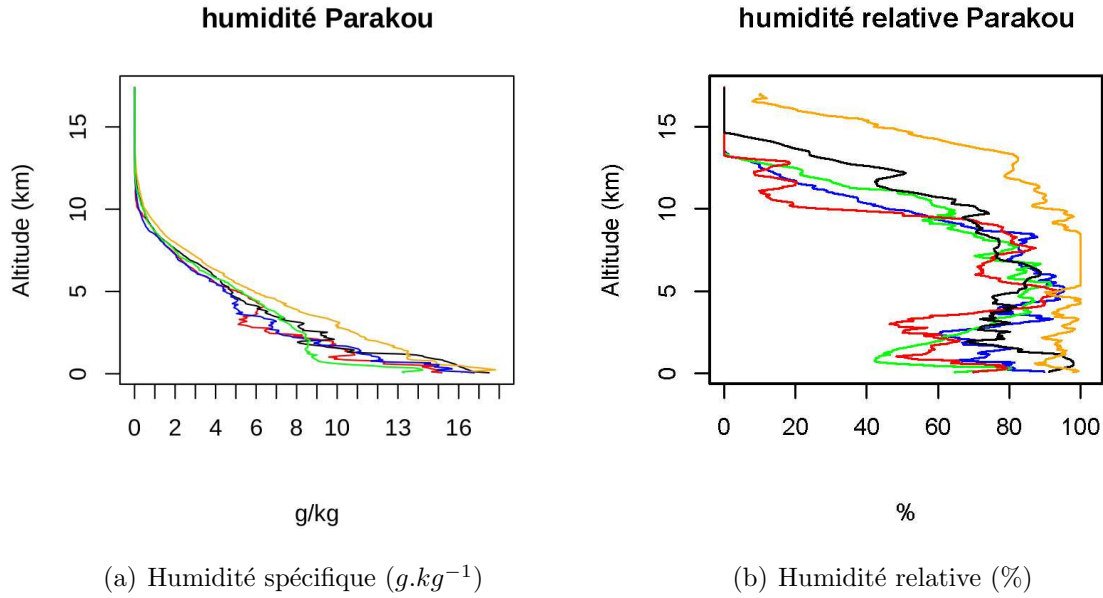


FIG. 4.12 – Humidité spécifique (a) et d'humidité relative (b) des radiosondages associés aux lignes de grains du 23 juin à 19h (bleu), du 30 juin à 10h (Vert), du 28 juillet à 10h (rouge), du 11 août à 13h (noir) et du 12 septembre à 16 h (orange).

Les différents profils d'humidité sont comparés sur la figure 4.12. Si les températures restent proches entre les différents radiosondages, sauf pour le 23 juin qui est globalement plus froid, les profils d'humidité sont très différents, différences qui peuvent atteindre 100% en humidité relative. Le profil du 12 septembre est globalement plus humide, alors que le profil du 30 juin est le plus sec dans les basses couches. On notera que seul le radiosondage du 12 septembre est très proche du passage de la ligne de grains et que celui-ci est antérieur au passage de celle-ci.

Les restitutions suivantes ont été réalisées avec le champ de vent multicellulaire, sans la résolution de la température (T fixé) pour caractériser l'influence des conditions initiales sans rétroactions de la microphysique sur la température, avec un profil de radiosondage par ligne de grains.

Ligne de grains du 28/07/2006

La ligne de grains du 28 juillet sera prise comme référence dans la comparaison avec les autres lignes de grains. Les résultats présentés dans la figure 4.13 sont proches de ceux présentés dans le chapitre 3 (cf figure 4.3) avec des différences dues à la modification du champ de température dans la figure du chapitre précédent.

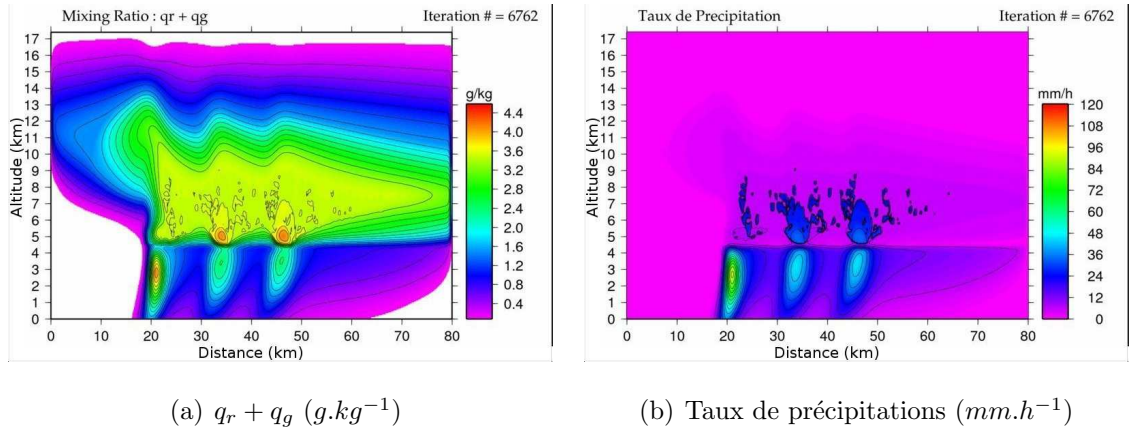
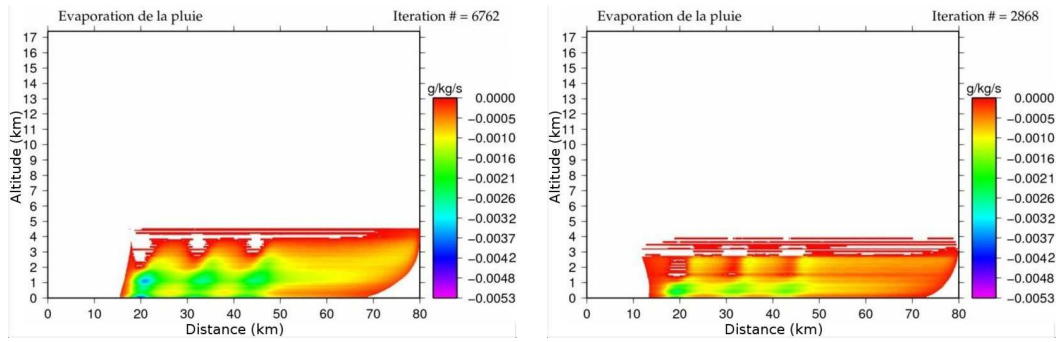


FIG. 4.13 – Restitution avec le champ de vent synthétique et un radiosondage du 28/07/06
a) Rapport de mélange des précipitations b) Taux de précipitations

Ligne de grains du 23/06/2006

Le radiosondage du 23 juin est caractérisé par une température plus faible que dans les autres radiosondages. Pour l'humidité spécifique, il est relativement proche de celui du 28 juillet. Ces températures plus faibles entraînent une humidité relative plus importante. Sur la figure 4.15(b), on observe des précipitations plus importantes que le 28 juillet ($96 mm.h^{-1}$ au lieu de $91 mm.h^{-1}$) mais surtout une évaporation moins importante au niveau des basses couches (entre le sol et 1,5 km d'altitude) (cf figure 4.14). On a une évaporation supérieure à $0,0010 g.kg^{-1}.s^{-1}$ entre 0 et 1 km d'altitude, avec un maximum de $0,0028 g.kg^{-1}.s^{-1}$ le 23 juin, alors que le 28 juillet on a une évaporation supérieure à $0,0010 g.kg^{-1}.s^{-1}$ entre 0 et 2 km d'altitude, avec un maximum de $0,0039 g.kg^{-1}.s^{-1}$.



(a) Évaporation ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) - 28/07

(b) Évaporation ($g.kg^{-1}.s^{-1}$) - 23/06

FIG. 4.14 – Comparaison de l'évaporation entre le 28/07/06 et le 23/06/06

Ligne de grains du 30/06/2006

Au niveau de la thermodynamique, la température est très proche de celle du 28 juillet, mais le radiosondage est sensiblement plus sec dans les basses couches d'où une humidité relative faible (près de 40 %) en dessous de 2 km d'altitude. Cette faible humidité relative va entraîner la formation de précipitations moins importantes (cf figure 4.15(c)) et une évaporation des précipitations plus importante, d'où un taux de précipitations au sol plus faible (cf figure 4.15(d))

Lignes de grains du 11/08/2006 et du 12/09/2006

Les radiosondages du 11 août et du 12 septembre ont tous deux des températures très proches de celles du 28 juillet. Par contre, ils sont tous deux plus humides. Le radiosondage du 11 août présente une humidité plus importante dans les basses couches (en dessous d'1,5 km d'altitude), tandis que le radiosondage du 12 septembre est globalement plus humide.

Le radiosondage du 12 septembre est plus humide que les autres radiosondages sélectionnés, notamment parce qu'il est très proche du passage de la ligne de grains. Au niveau des champs de précipitations (cf figures 4.15(e) et 4.15(f)) on observe des taux de précipitations plus importants et plus de graupels dans les zones d'ascendance. Cette présence importante de graupels (taux de précipitation supérieur à $20 mm.h^{-1}$ à $X=22$

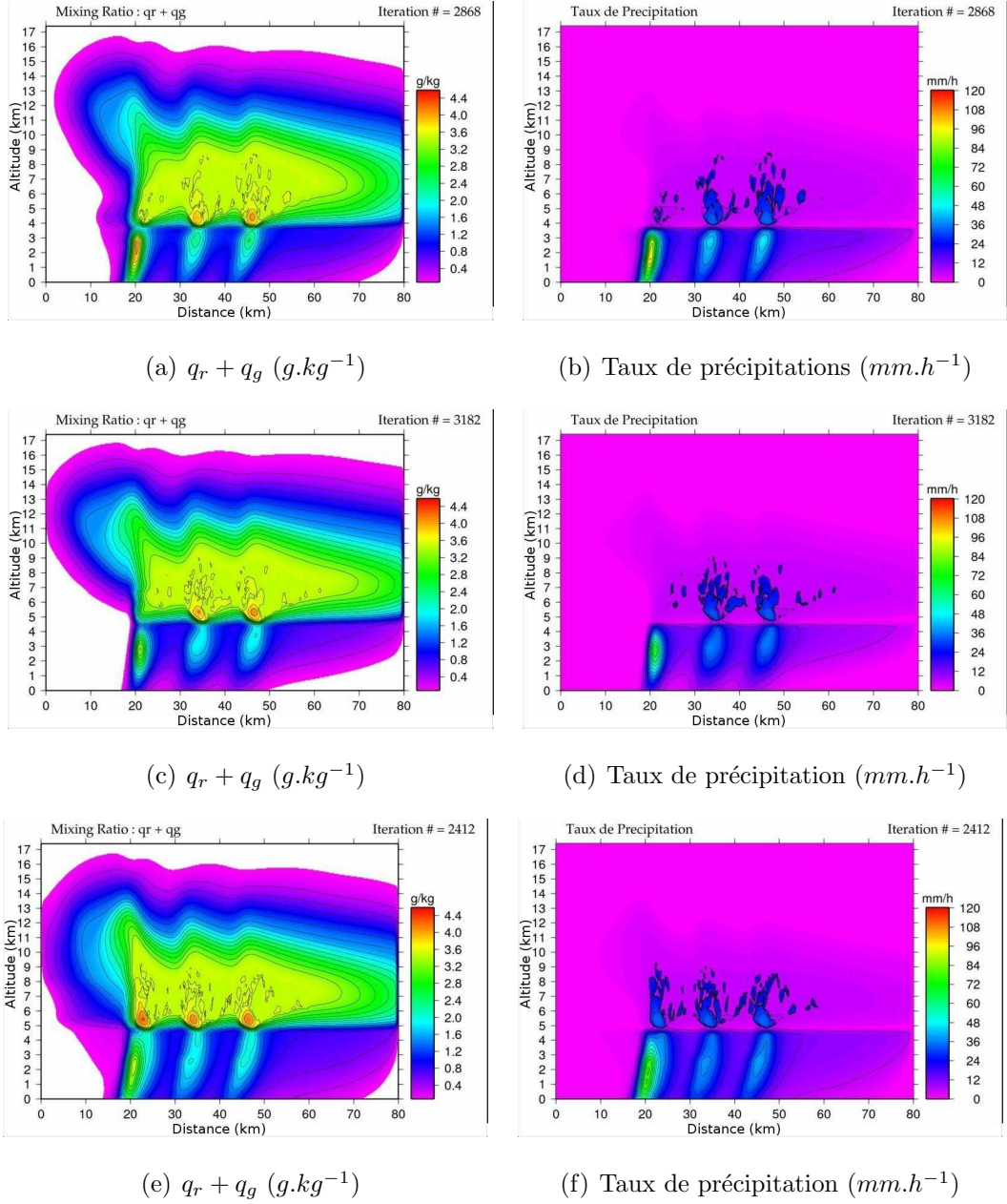


FIG. 4.15 – Restitution avec le champ de vent synthétique multicellulaire et un radiosondage du 23/06/06 (a et b), du 30/06/06 (c et d) et du 12/09/06 (e et f).

km et $Z=5.5$ km) dans la première cellule de convection est liée au profil plus humide du radiosondage contemporain du passage de la ligne de grains et est plus compatible avec les classifications polarimétriques qui associent ascendance et graupels.

La figure 4.15 montre que le développement de la ligne de grains est sensiblement

affecté par les conditions de température et d'humidité. Même si l'on retrouve bien les grandes structures, la présence de graupels ou le taux de pluie de la partie convective sont très variables en fonction des conditions initiales.

Profils verticaux de contenu en précipitations

Après les structures de la ligne de grains, nous allons nous intéresser aux profils verticaux moyens du contenu en précipitation. La figure 4.16(a) compare les profils verticaux moyens pour toute la ligne de grains pour cinq restitutions utilisant des conditions initiales différentes. En fonction de l'humidité relative des conditions initiales, le rapport de mélange en précipitations moyen peut varier d'un facteur 2 dans les basses couches. La figure 4.16(a) compare la moyenne pour les cinq restitutions du profil vertical de rapport de mélange en précipitations, pour toute la ligne de grains et pour les parties convectives et stratiforme. On remarque que les profils sont les plus différents dans la partie liquide (en dessous de 5000 m). En effet, la partie liquide cumule les différences de la partie glacée qui fond et de la partie liquide formée à partir du nuage liquide.

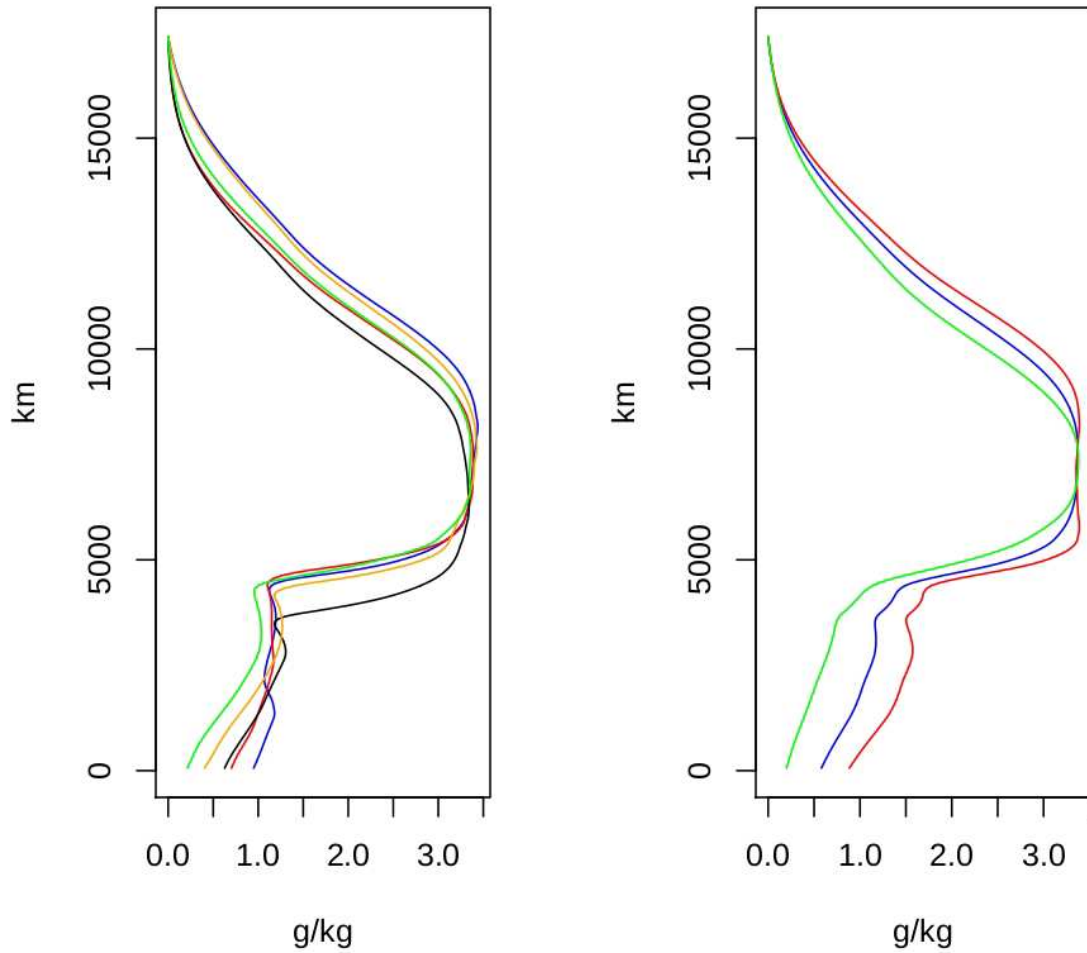
Pour les observations spatiales, on notera que vu d'en haut, pour une même valeur du contenu en précipitations à 7 km d'altitude, on peut avoir des contenus en pluie très différents au sol. Ceci illustre le problème de l'observation spatiale : Comment restituer les paramètres physiques au sol depuis l'espace ? On notera aussi que les profils moyens bien que différents présentent des caractéristiques communes bien que les conditions thermodynamique et d'humidité soient différentes. On retient un maximum de contenu en phase glace entre 3 et 3.5 $g.kg^{-1}$ et entre 5 et 9 km d'altitude, et des contenus inférieurs à 1 $g.kg^{-1}$ pour la pluie (cf figure 4.16(a)). Ces caractéristiques sont en accord avec les profils de Braun et Houze (1995). Il y a néanmoins de plus grandes différences de contenu dans la pluie que dans la neige. Ce constat est identique lorsque l'on regarde les profils des parties convectives et stratiformes (cf figure 4.16(b)), la différenciation des profils est beaucoup plus marquée dans la phase liquide (différence de plus de 50 %) que dans la phase glace. Globalement les profils sont donc moins différenciés dans la phase glace que dans la phase liquide, d'où l'intérêt d'établir des relations entre température de brillance et contenu en glace, mais surtout entre les températures de brillances et les processus microphysiques.

Les restitutions microphysiques permettant d'établir des relations entre processus microphysiques et taux de pluie, on peut essayer de relier les températures de brillances aux taux de pluie via les processus microphysiques.

On remarque que les profils verticaux moyens de la figure 4.16 sont quasi-linéaires entre 6 et 8 kilomètres d'altitude. Cette linéarité est la combinaison de deux effets, tout d'abord la diffusion importante du modèle qui a tendance à lisser les champs microphysiques, notamment pour le rapport de mélange en glace précipitante (cf figure 4.15, pour $25 < X < 65$ et $5 < Z < 9$), et ensuite la moyenne qui va accentuer l'effet de la diffusion. Les profils de contenu en glace précipitante se différencient en dessous de 6 km d'altitude par la présence ou non de graupels, et au dessous de 8 km d'altitude par des contenus en glace différents.

Les profils du rapport de mélange en précipitations de la figure 4.17 permettent aussi de caractériser les restitutions utilisant les champs de vent du RONSARD. Cette figure présente les profils verticaux moyennés sur tout le domaine pour les restitutions utilisant les champs de vent du RONSARD et les profils moyens, convectif et stratiforme de la restitution utilisant le champ de vent synthétique multicellulaire. Ainsi on peut remarquer que le profil vertical restitué à partir du champ de vent A de 6h01 est plutôt de type "convectif", que le profil vertical restitué à partir du champ de vent G de 6h31 est plutôt de type "convectif" au moins pour sa partie liquide. Et que les trois autres profils verticaux restitués à partir des champs de vent F de 6h31, I et J de 7h01 sont plutôt de type "stratiforme". Cette classification des profils moyens est en accord avec l'évolution de la ligne de grains qui commence à se dissiper vers 6h30.

Les profils verticaux moyens de la figure 4.16 sont le type de profil que l'on peut utiliser dans les algorithmes de calcul de la température de brillance. Dans cette figure, seules les conditions initiales de température et d'humidité ont changé, mais dans l'observation systématique des lignes de grains, il faudrait aussi prendre en compte des dynamiques différentes comme le montre la comparaisons avec les restitutions du RONSARD (cf figure 4.17). Pour le calcul des températures de brillances, on peut utiliser les coupes bidimensionnelles en plus des profils moyens. En plus des contenus en eau précipitante, les algorithmes de calcul de la température de brillance ont besoin d'une information sur la



(a) Profil du rapport de mélange en précipitations en fonction des conditions initiales (b) Moyennes du rapport de mélange en précipitations

FIG. 4.16 – Profils verticaux du rapport de mélange en précipitations ($g.kg^{-1}$) en fonction des conditions initiales a) [23/06 - noir, 30/06 - vert, 28/07- orange, 11/08 - bleu, 12/09 - rouge; b) Moyenne pour les 5 restitutions sur toute la ligne de grains (bleu), pour la partie convective (rouge) et pour la partie stratiforme (vert).

microphysique : le type de glace. Dans le cadre de l'observation spatiale, on ne cherche pas le type de glace associé à chaque événement, mais un ou un nombre restreint de types

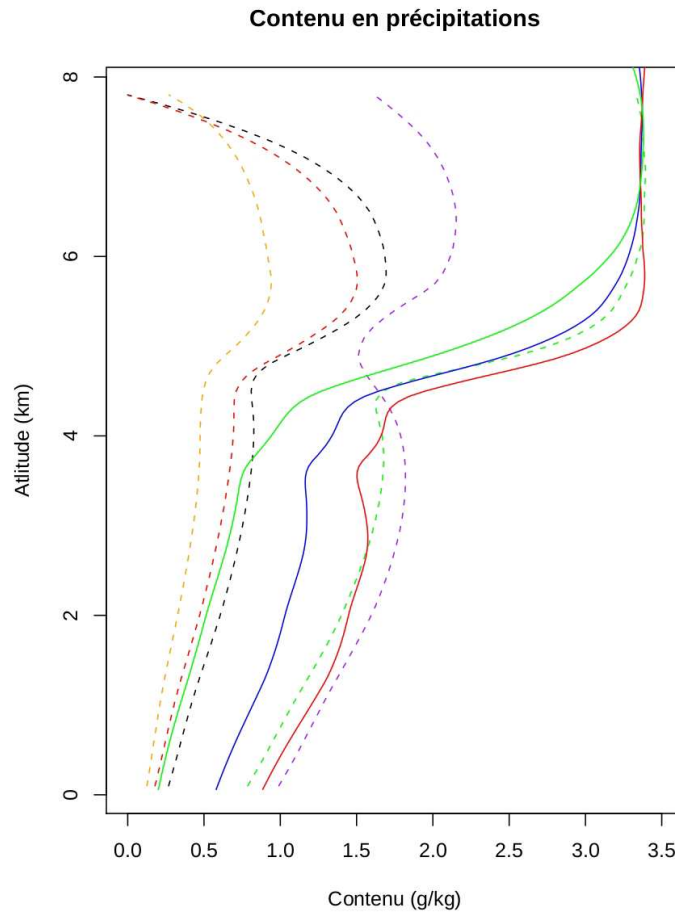


FIG. 4.17 – Profils verticaux du rapport de mélange en précipitations ($g.kg^{-1}$) restitués à partir des champs de vent du RONSARD : Coupe A - 6h01 (pointillés verts), Coupe F - 6h31 (pointillés oranges), Coupe G - 6h31 (pointillés violets), Coupe I - 7h01 (pointillés noirs), Coupe J - 7h01 (pointillés rouge), comparés aux profils verticaux restitués à partir du champ de vent synthétique multicellulaire : Moyenne (Bleu), partie convective (rouge) et partie stratiforme (vert)

de glace précipitante caractéristiques des lignes de grains en général.

4.3 Détermination du type de glace précipitante

Un des buts de cette étude était d'étudier l'influence de la dynamique sur la microphysique. Cela a été réalisé avec différents champs de vent synthétiques ou "réels". L'intérêt d'utiliser différents champs de vent et de multiplier les restitutions est de déterminer ou de confirmer des caractéristiques générales des lignes de grains, mais aussi de déterminer les espèces de glace précipitante adaptées à la restitution microphysique des lignes de grains.

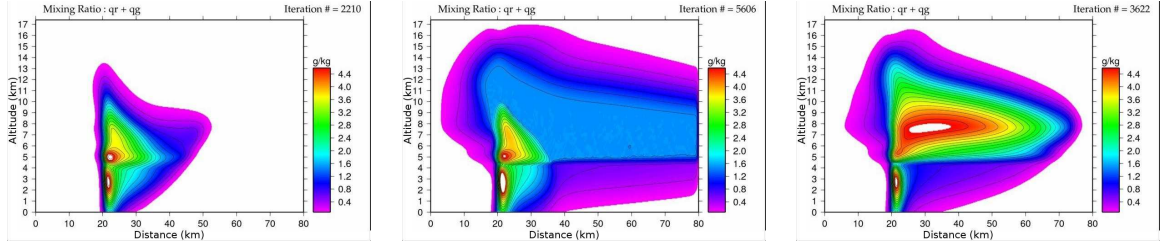
Un constat a été relativement vite établi. Il était difficile d'effectuer des restitutions réalistes en n'utilisant qu'une seule espèce de glace précipitante, que celle-ci soit des graupels ou de la neige. La représentation d'au moins deux espèces de glace précipitante différentes (graupels et neige) est importante pour restituer correctement les parties convectives et stratiforme de la ligne de grains.

4.3.1 Modulation de la paramétrisation de la glace précipitante

La nécessité d'avoir simultanément des graupels et de la neige, au lieu de l'un ou de l'autre, a été démontré dans cette étude. Le fait de pouvoir moduler les propriétés de la glace précipitante en fonction du contenu en glace, de la température ou de l'humidité relative est un avantage, mais elle nécessite de faire certaines hypothèses du fait que le modèle ne possède réellement qu'une seule espèce de glace précipitante. En effet pour que numériquement le modèle ne diverge pas, il faut que les propriétés des différents types de glace précipitante ne soient pas trop différentes. Il est par exemple difficile d'utiliser en même temps de la grêle et des cristaux peu denses. On est donc contraint dans l'association des espèces.

La figure 4.18 illustre le fait qu'une bonne combinaison de la glace précipitante est importante pour avoir des restitutions en accord avec les observations du RONSARD.

La figure 4.18(a) présente le rapport de mélange en précipitations pour une restitution où la glace précipitante est paramétrée en graupels uniquement. Les graupels étant plus lourds que la neige, ils ne sont presque pas transportés et la partie stratiforme ne se développe pas. Par contre, la zone convective est très active et large (20 km). Si en plus des graupels, on permet à la glace précipitante d'être paramétrée en petits cristaux de



(a) Graupels lourds uniquement (b) Graupels denses et neige légère (c) Dendrites uniquement

FIG. 4.18 – Rapport de mélange en précipitations en fonction de la paramétrisation de la glace pour des restitutions avec le champ de vent de référence.

neige lorsque le rapport de mélange en glace est inférieur à $1,5 \text{ g.kg}^{-1}$ (cf figure 4.18(b)), on a toujours une cellule de convection très active avec une zone de transition importante, mais la neige peut être transportée et la partie stratiforme se développe. Enfin si la glace précipitante est uniquement paramétrée en neige, la neige est transportée en grande quantité, et s'accumule dans la partie stratiforme vers 7/8 km d'altitude. Cette répartition des précipitations de neige (cf figure 4.18(c)) est en accord avec des restitutions comme Szeto et Cho (1994a) (cf figure 4.20) où la neige et les graupels sont séparés. Si on regarde les différentes restitutions effectuées dans cette étude, on retrouve cette répartition de la neige dans la partie stratiforme avec une accumulation moindre puisqu'une partie du contenu en glace précipitante a chuté rapidement dans la convection sous forme de graupels. La réflectivité (cf figure 4.19(a)) de la restitution mêlant graupels et dendrites lorsque $q_g < 1,5 \text{ g.kg}^{-1}$ est comparable à celle d'une ligne de grains en phase d'intensification (cf figure 4.19(a)), avec une cellule convective importante et une partie stratiforme peu développée. La réflectivité (cf figure 4.19(b)) de la restitution ne comportant que de la neige (cf figure 4.18(c)) est comparable à la réflectivité d'une ligne de grains en phase de dissipation avec une cellule de convection moins intense et une partie stratiforme bien développée.

Utilisées séparément, les graupels ou les dendrites permettent de représenter différents stades (début et fin) d'évolution d'une ligne de grains. Toute la difficulté est de trouver une combinaison d'au moins deux espèces de glace qui donne des résultats caractéristiques

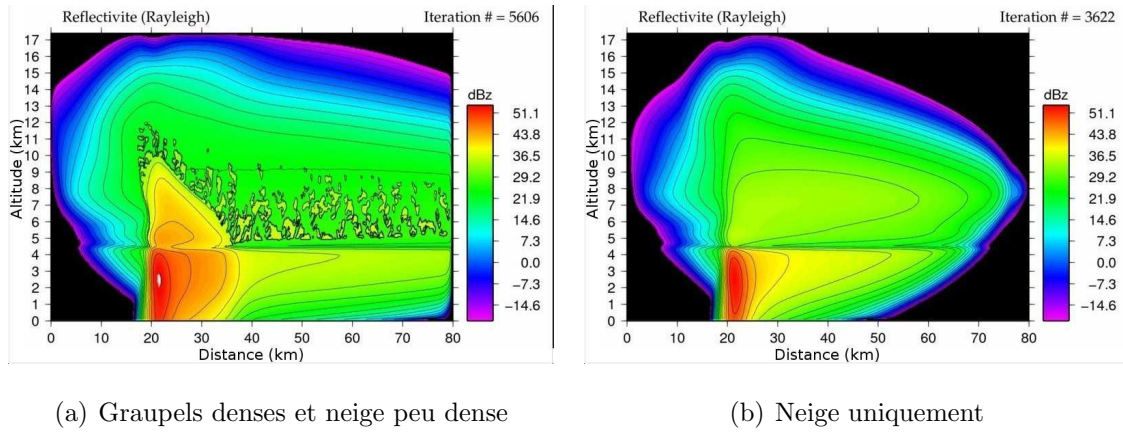


FIG. 4.19 – Réflectivité en fonction de la paramétrisation de la glace pour des restitutions avec le champ de vent de référence.

des lignes de grains en général et pas seulement d'un cas particulier.

4.3.2 Détermination du critère de sélection des espèces de glace précipitante

En plus d'utiliser des espèces de glace caractéristiques des lignes de grains, il faut pouvoir déterminer leur répartition. Une seule espèce de glace précipitante est paramétrée dans le modèle, mais nous avons vu que le type de glace précipitante représenté peut être modulé en fonction de différents critères (cf section 1.4.4). Pour cette étude, c'est en fonction du contenu en glace (q_g) que le choix du type de glace précipitante a été fait. Grâce aux observations du RONSARD et aux classifications polarimétriques, on peut discuter la pertinence des critères de sélection de la glace précipitante.

La détermination des espèces de glace précipitante à partir du rapport de mélange q_g , peut se justifier par le fait que plus le rapport de mélange est important, plus on a de chance d'avoir des hydrométéores denses. Ainsi pour les rapports de mélange en glace précipitante les plus importants ($q_g > 3.5g.kg^{-1}$), on aura des graupels, alors que pour les rapport de mélange en glace précipitante inférieurs ($q_g < 3.5g.kg^{-1}$), on aura de la neige. Cette détermination du type d'espèce de glace en fonction du rapport de mélange en précipitations est compatible avec les restitutions de Szeto et Cho (1994a) utilisant

un modèle de nuage 2D et trois hydrométéores précipitants : la pluie, la neige et les graupels. Dans ces restitutions (cf figure 4.20), on peut voir que les graupels se retrouvent essentiellement dans la convection et que les rapports de mélange sont importants ($q_g > 6g.kg^{-1}$), alors que la neige se retrouve principalement dans la partie stratiforme avec des rapports de mélange en glace inférieurs à $3g.kg^{-1}$. Si le seuil de $3.5g.kg^{-1}$ pour différencier la neige des graupels est pertinent, la comparaison entre les restitutions de la ligne de grains du 28 juillet 2006 (cf section 3.5) et les classifications polarimétriques montre que le modèle microphysique sous-estime la proportion de graupels. Des tests réalisés montrent qu'en diminuant le seuil à $2g.kg^{-1}$ pour certaines restitutions, on pouvait obtenir une répartition des graupels plus en accord avec les classifications polarimétriques. Mais il est possible de différencier neige et graupels par d'autres méthodes.

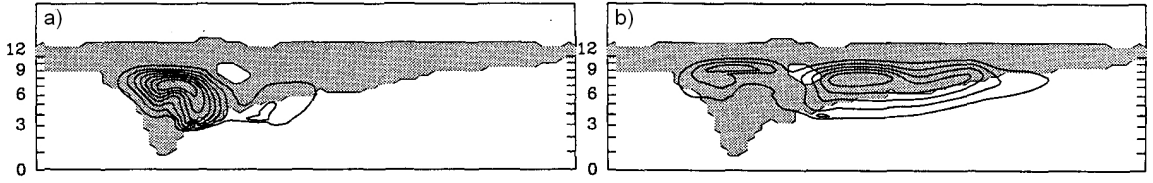


FIG. 4.20 – Répartition spatiale des espèces de glace précipitante dans les restitutions de Szeto et Cho (1994a). a) Rapport de mélange des graupels (en $g.kg^{-1}$), l'intervalle d'isocontour est d' $1g.kg^{-1}$ b) Rapport de mélange de la neige (en $g.kg^{-1}$, l'intervalle d'isocontour est de $0.6g.kg^{-1}$).

Les différents types de cristaux de glace précipitante dépendent des conditions de température et d'humidité (cf figure 1.3). Drofa et Malguzzi (2004) ont donc choisi de moduler les propriétés de la glace précipitante en fonction de la température.

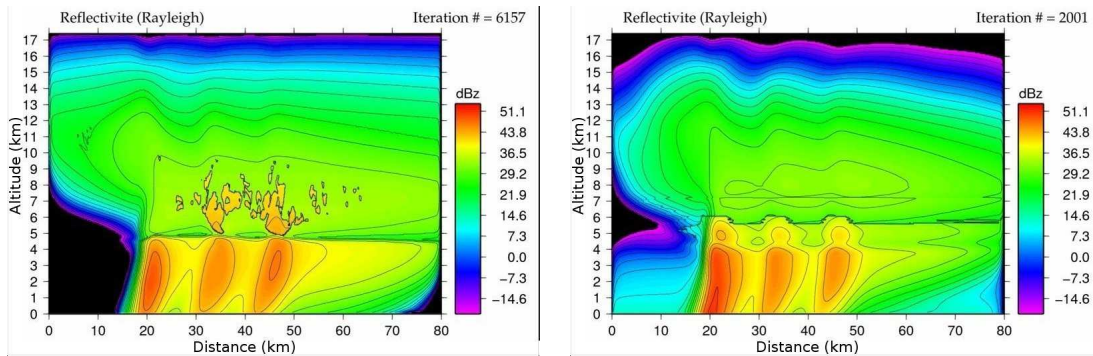
Les deux types de détermination des espèces de glace précipitante présentent des avantages et des inconvénients. La détermination à partir du rapport de mélange a l'avantage d'être en accord avec les classifications polarimétriques sur la répartition des hydrométéores (cf figure 4.22(a)). On retrouve des graupels dans la convection et de la neige dans la partie stratiforme. Cependant, elle a l'inconvénient de favoriser l'apparition d'une discontinuité en contenu et en réflectivité au niveau de l'isotherme $0^{\circ}C$ (cf figure 4.21(a)),

notamment parce que le contenu en glace diminue en fondant, ce qui fait que les graupels sont “changés” en neige avant de fondre.

La détermination en fonction de la température et de l’humidité relative (méthode proche de celle de Drofa et Malguzzi 2004), corrige le problème de discontinuité (cf figure 4.21(b)), mais conduit à la présence d’une bande de graupels au dessus de l’isotherme 0° C aussi bien dans la convection que dans la partie stratiforme (cf figure 4.22(b)), alors que les graupels sont attendus principalement dans les zones d’ascendances d’après les classifications polarimétriques.

Un troisième critère pourrait permettre de différencier les graupels de la neige : le givrage du nuage liquide. En effet les classifications polarimétriques associent ascendances et graupels, or les restitutions microphysiques nous indiquent que c’est dans les ascendances et au dessus de l’isotherme 0° C que le givrage est le plus efficace. Or le givrage est une des sources de particules givrées comme les graupels. On pourrait donc déterminer la présence de graupels en fonction du givrage.

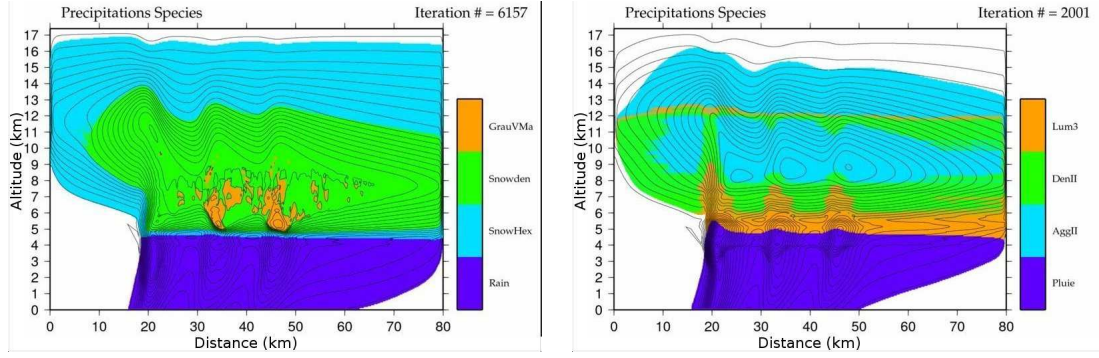
Ces différentes restitutions nous amènent à conclure qu’une détermination “hybride” (prenant en compte le rapport de mélange en glace et la température ou le rapport de mélange en glace et le givrage) des espèces de glace précipitante pourrait permettre des restitutions en meilleur accord avec les observations.



(a) Réflectivité (dBz) - sélection sur q_g

(b) Réflectivité (dBz)- sélection sur RH et T

FIG. 4.21 – Réflectivité (en dBz) en fonction du critère de sélection du type de glace précipitante pour la restitution avec le champ de vent multicellulaire. a) en fonction du contenu q_g , b) en fonction de la température T et de l’humidité relative (RH).



(a) Répartition des hydrométéores - sélection sur q_g (b) Répartition des hydrométéores - sélection sur RH et T

FIG. 4.22 – Répartition des hydrométéores précipitants en fonction du critère de sélection du type de glace précipitante (Pluie (violet), Graupels (orange), Dendrites (vert) et agrégats (bleu)) pour la restitution avec le champ de vent multicellulaire. a) en fonction du contenu q_g , b) en fonction de la température T et de l'humidité relative (RH).

Une des conséquences de cette modulation des propriétés de la glace précipitante dans un modèle à une seule espèce de glace précipitante est d'engendrer des discontinuités dans les processus dont la paramétrisation dépend des propriétés de la glace. C'est le cas du dépôt de vapeur sur la glace précipitante et de l'accrétion du nuage glace, mais aussi pour le calcul de la réflectivité en phase glace. Pour les processus, ces discontinuités n'ont pas de répercussion sur la structure et l'intensité des champs restitués, d'une part parce que ce sont les rapports de mélange qui sont résolus, et non pas les processus, et d'autre part parce que la diffusion joue un rôle d'amortisseur de ces discontinuités des processus.

4.3.3 Contribution des graupels dans le bilan d'eau

Ce paragraphe présente quantitativement l'influence du choix du type de glace ⁷ représenté dans le modèle microphysique sur les taux de pluie et l'activité des différents processus microphysiques. Comme le montrent les classifications polarimétriques (cf figure 3.12), les graupels sont essentiellement présents dans les parties convectives. Et comme on

⁷Un tableau récapitulatif des différentes espèces de glace est donné dans l'annexe A.

l'a montré précédemment, la fonte des précipitations glacées convectives contribue à hauteur de 36 % dans le terme source convectif des précipitations. On peut donc se demander quelle est la contribution des graupels aux fortes précipitations de la zone convective, par rapport à la contribution de la neige seule ?

La figure 4.23 montre les taux de précipitations associés aux trois restitutions précédemment décrites (cf figure 4.18). Pour les trois restitutions, les taux de pluie de la partie convective sont comparables, ce qui confirme que dans la convection l'apport de la fonte dans les précipitations est moins importante que dans la partie stratiforme. Par contre, il y a une grande différence pour la zone de transition. Sans graupels, les taux de pluie redescendent rapidement en dessous de 15 mm.h^{-1} (cf figure 4.23(a)) après la convection, alors que lorsqu'il y a une grande quantité de graupels, la zone de transition a un taux de précipitations autour de 20 mm.h^{-1} (cf figure 4.23(c)).

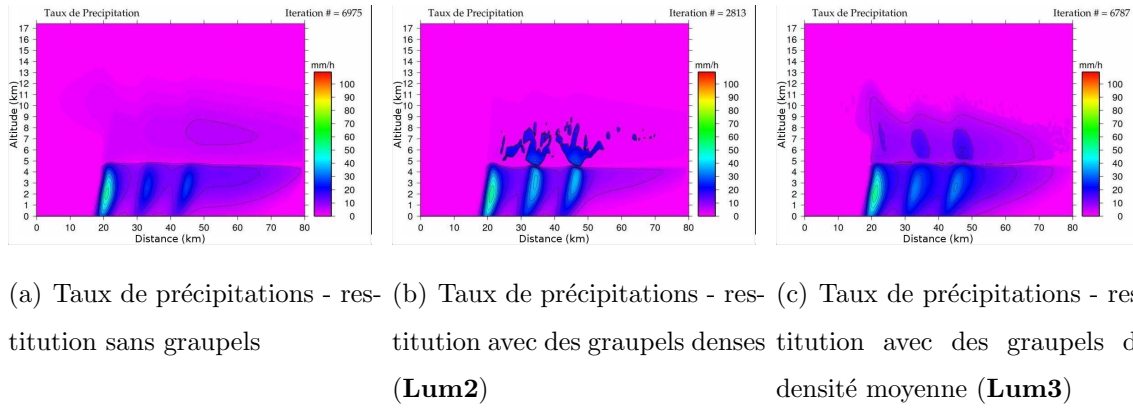


FIG. 4.23 – Influence des graupels sur le taux de précipitations pour des restitutions avec le champ de vent multicellulaire.

Comme décrit précédemment, les classifications polarimétriques (cf figure 3.12) indiquent que le taux de précipitation dans la partie convective associée à des graupels, dépasse les 30 mm.h^{-1} , mais aussi que le taux de précipitations de la partie stratiforme, en présence de graupels, est compris entre 10 et 30 mm.h^{-1} . Cette zone correspond à la zone de transition pouvant comporter d'anciennes cellules de convection. Dans la partie stratiforme et en l'absence de graupels, le taux de précipitation est inférieur à 10 mm.h^{-1} .

Ces caractéristiques du taux de précipitation sont confirmées par les restitutions mi-

crophysiques avec un champ de vent composé de plusieurs cellules convectives. Dans ces restitutions, on retrouve bien des taux de précipitations supérieurs à 30 mm.h^{-1} dans la partie convective principale, en présence de graupels. Alors que dans la partie stratiforme, en présence de graupels dans les cellules secondaires de convection, on obtient un taux de précipitation compris entre 10 et 30 mm.h^{-1} . Enfin comme pour les classifications polari-métriques, dans la partie stratiforme et en l'absence de graupels, le taux de précipitation est inférieur à 10 mm.h^{-1} .

La figure 4.24 présente le taux de pluie au sol pour des restitutions utilisant des paramétrisations différentes de la glace précipitante. Les restitutions utilisées pour quantifier la contribution des graupels sont celles décrites dans la section 4.3.5 pour la détermination d'une paramétrisation optimale de la glace précipitante.

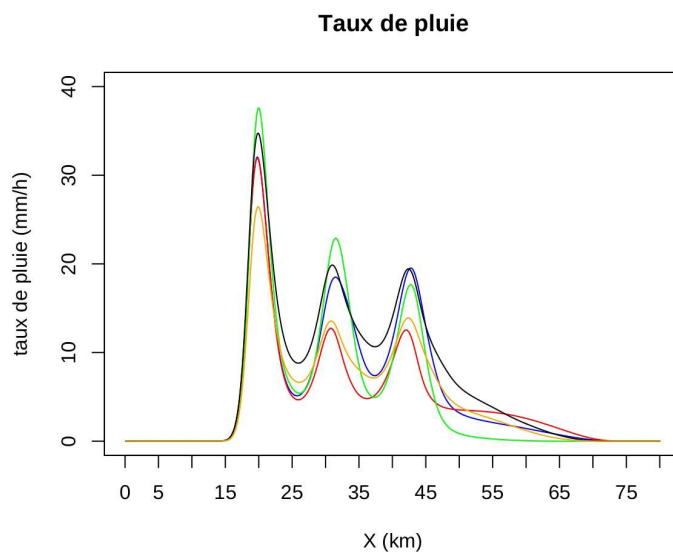


FIG. 4.24 – Taux de pluie en fonction de la glace précipitante. Bleu) Référence Graupel [Lum3] et neige [DenII] ; Rouge) Neige [DenII] ; Vert) Graupels [Lum2] et neige [AggIa] ; Noir) Graupel [Lum3] et neige [Den9] ; orange) Graupel [Fer1] et neige [Fer7]

Alors que dans la convection principale les taux de pluies sont peu différents (moins de 15 % entre la restitution avec de la neige et celle avec les graupels **Lum2**), la différence dans la zone de transition (zone d'ascendances secondaires) est proche de 100 %.

Les restitutions avec un champ de vent composé de plusieurs cellules de convection permettent de mieux quantifier la contribution des graupels dans les précipitations liquides par rapport au champ de vent synthétique de référence car elles possèdent une zone convective intense, une zone de transition avec des ascendances plus faibles et une partie stratiforme. Dans les cellules de convection secondaires, il n'y a pas ou très peu de nuage liquide, la fonte des hydrométéores glacés, dont les graupels, est la source principale des précipitations liquides. La figure 4.25 montre la contribution des différents processus, comparée à celle de la condensation pour la zone de transition. Pour chaque processus, on a fait la moyenne sur la zone de transition et on l'exprime en pourcentage en fonction de la condensation.

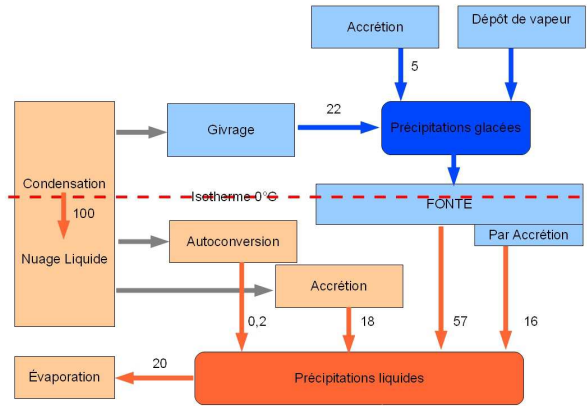
La figure 4.25(a) correspond à la courbe noire de la figure 4.24 et à une restitution avec des graupels (**Lum3**) (la réflectivité est présentée dans la figure 4.28(c)).

La figure 4.25(b) correspond à la courbe verte de la figure 4.24 et à la restitution utilisant les graupels (**Lum2**) (la réflectivité est présentée dans la figure 4.28(b)).

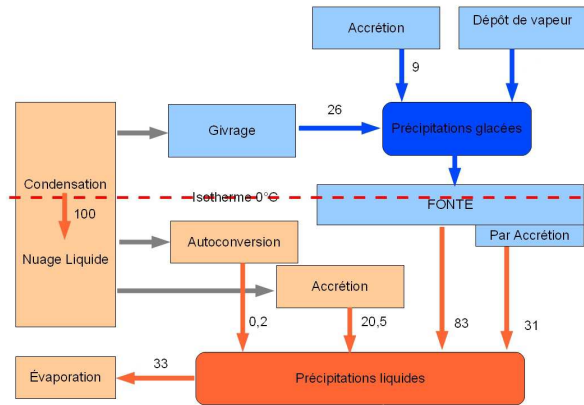
Du point de vue de la ligne de grains, le terme source de la pluie est sensiblement équivalent pour ces trois restitutions. Par contre si l'on s'intéresse à la zone de transition entre la partie convective et la partie stratiforme, on note que le terme source de la pluie est 15 % plus élevé avec des graupels que sans (cf tableau 4.2). Les schémas de la figure 4.25 et le tableau 4.2 montrent que l'importance relative de l'accrétion du nuage liquide, de la fonte et de l'évaporation reste similaire pour les trois restitutions. Ce qui va différencier ces trois restitutions ce sont les sources des précipitations.

Entre deux restitutions avec des graupels, si le terme source de la pluie et la fonte ont des valeurs très proches, la formation des hydrométéores glacés est très différente. Suivant le type de graupels représenté (**Lum2** ou **Lum3**), la condensation dans la partie intermédiaire peut être sensiblement différente, alors que la fonte sera similaire (cf tableau 4.2). De même sur la figure 4.25, on peut voir qu'en fonction de la condensation, les processus de fonte et d'évaporation sont plus importants avec les graupels **Lum3** qu'avec les graupels **Lum2**.

Un terme source important des précipitations glacées dont nous n'avons pas parlé est



(a) Graupel [Lum3] et neige [Den9]



(b) Graupel [Lum2] et neige [AggIa]

FIG. 4.25 – Contributions des différents processus (en % par rapport à la condensation) dans la formation des hydrométéores précipitants en fonction du type de glace représenté dans le modèle.

l'accrétion de la pluie par la neige, ce terme peut représenter jusqu'à 50 % du terme source des précipitations glacées. Il n'a pas été retenu dans l'étude des bilans d'eau parce que c'est un processus source pour les précipitations glacées, mais un terme perte des précipitations liquides. C'est donc une transformation de la pluie en neige. Or nous avons préféré nous intéresser aux termes directement source de précipitations à partir des nuages ou de la vapeur d'eau. Le seul processus de transformation des précipitations retenu est la fonte des précipitations glacées en pluie, parce qu'il est important lorsque l'on veut regarder

		Restitutions		
		Neige	Graupels Lum2	Graupels Lum3
Terme source de la Pluie	$10^{-4} g.kg^{-1}.s^{-1}$	6.7	8.1	8.4
Condensation	$10^{-4} g.kg^{-1}.s^{-1}$	10	6	9.2
fonte	$10^{-4} g.kg^{-1}.s^{-1}$	4.5	5.0	5.2

TAB. 4.2 – Moyenne, pour la partie intermédiaire entre convection et partie stratiforme, de la somme des processus source des précipitations ($g.kg^{-1}.s^{-1}$), de la condensation et de la fonte. Valeurs pour la restitution avec le champ de vent synthétique à 3 cellules avec 3 types d’hydrométéores différents.

l’impact du type de glace sur les précipitations liquides.

La présence de graupels augmente donc significativement les précipitations dans la zone de transition, et ceci d’autant plus que le dépôt de vapeur est actif au détriment du givrage. Ceci s’explique par la différence de vitesse de chute. En effet la neige a une vitesse de chute comprise entre $0,2 m.s^{-1}$ pour les **DenII** et $1 m.s^{-1}$ pour les **AggII** alors que les graupels ont des vitesses de chute supérieures à $3 m.s^{-1}$. Les graupels vont donc plus facilement chuter et traverser l’isotherme $0^{\circ} C$ et fondre pour former des précipitations liquides.

On viens de voir l’influence que pouvait avoir les graupels sur les précipitations, notamment dans la partie intermédiaire entre convection et partie stratiforme. Nous allons maintenant regardé l’influence du type de neige utilisé.

4.3.4 Contribution du type de neige représenté dans le bilan d’eau

Pour regarder l’influence du type de neige sur les précipitations, nous avons préféré utiliser le champ de vent type du chapitre 3. Nous avons utilisé 4 restitutions utilisant chacune un seul type de glace précipitante, allant des colonnes denses aux petits agrégats en passant par différents types de dendrites.

La figure 4.26 présente le taux de pluie au sol le long de la ligne de grains, en fonction de la glace précipitante. On peut voir que plus la neige est dense, plus les précipitations sont importantes dans la partie convective, et que plus les particules sont légères, plus elles vont pouvoir être transportées à l'arrière de la convection et donner des pluies stratiformes importantes. On peut noter que dans le cas des petits agrégats, ils sont suffisamment légers pour être transportés dans la partie stratiforme, mais ils ne sont pas lourds pour pouvoir chuter, fondre et former des précipitations liquides.

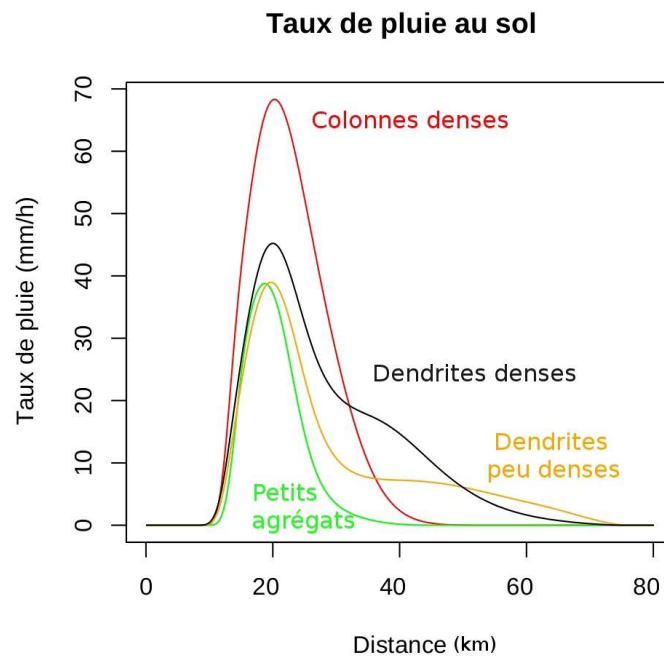


FIG. 4.26 – Taux de pluie au sol le long de la ligne de grains, en fonction de la glace précipitante : Colonnes denses (rouge), Dendrites denses (noir), dendrites peu denses (orange) et petits agrégats (vert)

En terme de processus, dans la convection (cf tableau 4.3) on peut voir que plus les particules glacées sont denses, plus le givrage est actif, à l'inverse du dépôt de vapeur. De même, plus les particules sont denses et plus la fonte est active. Pour la partie stratiforme (cf tableau 4.4), le terme source des agrégats est important, mais ils chutent peu, d'où un terme de fonte faible. À l'inverse, pour les particules plus denses, le terme source est plus

faible, et terme de fonte est très important. Les valeurs supérieurs à 100 % montre qu'une partie des hydrométéores glacés qui fondent en partie stratiforme ont été formés dans la partie convective, puis transportés dans la partie statiforme.

Convection		Glace précipitante			
Terme source total	10^{-2}	Agrégats	dendrites II	dendrites 9	Colonnes
de la glace précipitante	$g.kg^{-1}.s^{-1}$	42	29	29	30
Dépôt de vapeur	%	55	48	41	29
Givrage	%	21	32	35	42
fonte	%	-21	-26	-37	-59

TAB. 4.3 – Contribution des différents processus en fonction du type de neige pour la partie convective avec le champs de vent type

Partie stratiforme		Glace précipitante			
Terme source total	10^{-2}	Agrégats	dendrites II	dendrites 9	Colonnes
de la glace précipitante	$g.kg^{-1}.s^{-1}$	45	17	13	08
Dépôt de vapeur	%	60	47	40	27
Givrage	%	11	9	11	30
fonte	%	-26	-102	-130	-107

TAB. 4.4 – Contribution des différents processus en fonction du type de neige pour la partie stratiforme avec le champs de vent type

La figure 4.26 et les tableaux 4.3 et 4.4 montrent bien que suivant le type d'hydrométéores glacés, mais surtout suivant la densité de ces hydrométéores, les taux de pluies au sol pouvaient sensiblement varier, du simple au double dans la convection, et de 0 $mm.h^{-1}$ à une vingtaine de $mm.h^{-1}$ dans la partie stratiforme.

4.3.5 Détermination de types de glace précipitante représentatifs des lignes de grains et adaptés à la radiométrie spatiale

Une des améliorations apportée au modèle est la modulation des caractéristiques de la glace précipitante (cf 1.4.4). Néanmoins, si pouvoir utiliser plusieurs types de glace était

nécessaire pour représenter au mieux les parties convectives et stratiformes de la ligne de grains, on a aussi vu que le choix des espèces de glace précipitante était important. Dans le chapitre 2, c'est une première combinaison de trois types de glace précipitante qui a été utilisé ((**Lum2**) - (**AggIa**) - (**AggIb**)). Après différents tests, c'est une deuxième combinaison de trois types de glace précipitante ((**Lum3**) - (**DenII**) - (**AggII**)) qui a été utilisée dans les chapitres 3 et 4. Cette deuxième combinaison permet notamment d'avoir de meilleurs résultats au vu des comparaisons avec les observations du RONSARD. On rappelle que ces différentes espèces de glace précipitante se différencient par leurs relations masse-diamètre et vitesse-diamètre (cf annexe A).

Ces deux combinaisons ne sont que deux des multiples combinaisons d'espèces de glace possibles. L'annexe A présente une sélection des types de glace précipitante utilisés dans la littérature, sachant qu'il faut au moins un type de neige combiné avec un type de graupels. Les combinaisons étant multiples, il est important de pouvoir déterminer les combinaisons représentatives.

La figure suivante (cf figure 4.27) montre la paramétrisation de la glace compatible avec les observations du RONSARD. Le point de comparaisons retenu est la réflectivité dans la partie stratiforme au dessus de l'isotherme 0° C.

La figure 4.27(b) illustre le fait qu'en dehors de la cellule de forte réflectivité associée aux fortes précipitations et aux graupels, la réflectivité dans la phase glace était de l'ordre de 32 dBz. Dans les restitutions utilisant comme type de glace précipitante des **DenII** on retrouve des réflectivités du même ordre.

Nous avons testé de nombreux types de glace précipitante, et surtout de nombreuses "combinaisons" de ces types de glace. Certaines ne donnent pas de résultats compatibles avec les observations, certaines ne sont pas compatibles avec le modèle numérique (caractéristiques trop différentes pour êtres associées).

Les restitutions "compatibles" avec le modèle peuvent se répartir en deux catégories, celles qui sont intéressantes parce qu'elles représentent une situation particulière. Cependant pour une paramétrisation généralisée elles ne sont pas très utiles.

Le choix des graupels est moins sensible que celui de l'espèce principale de neige. En effet il y a moins de classes différentes de graupels que de types de cristaux de neige, la

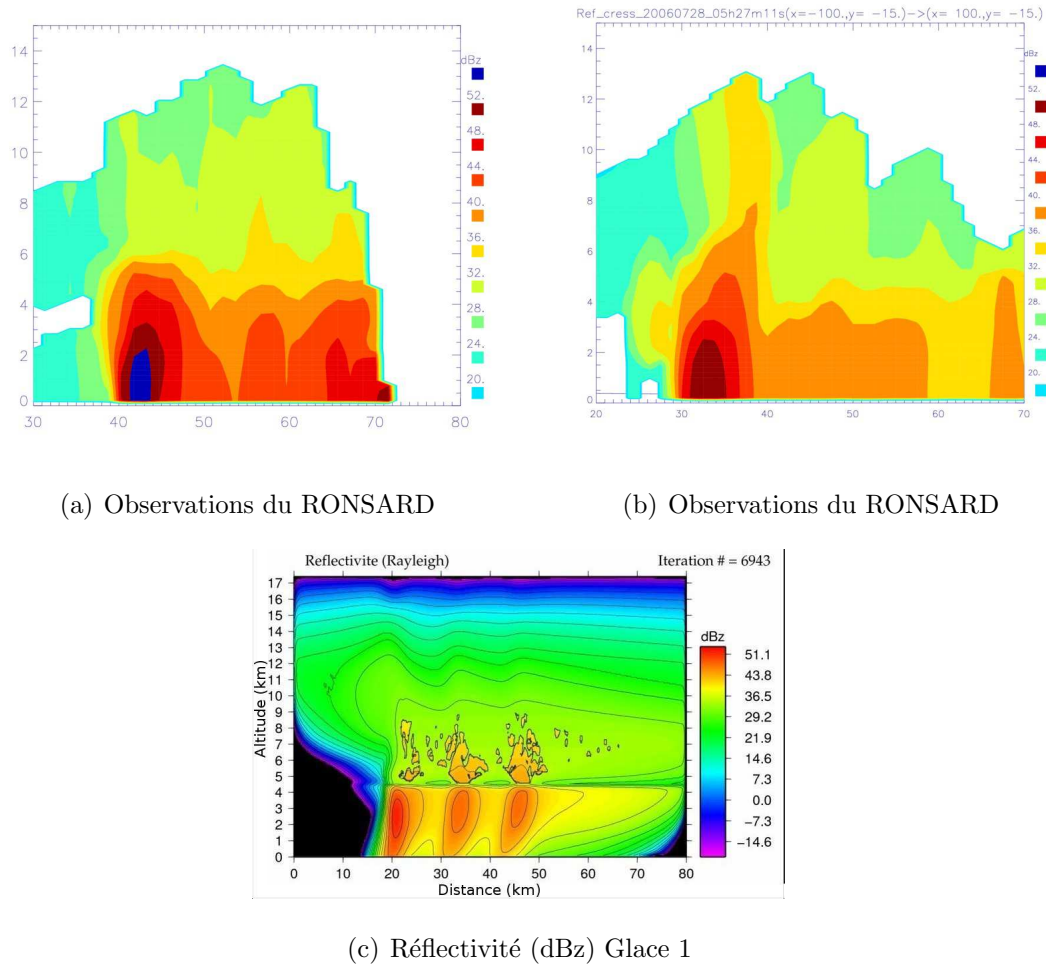


FIG. 4.27 – Réflectivité (dBz) de la restitution de référence multicellulaire c) (**Lum3-DenII-AggII**) comparée aux observations du RONSARD du 28 juillet 2006 à 5h20 (a) et 5h27 (b)

différence de vitesse de chute est moins grande pour les graupels que pour la neige, et la vitesse de chute a une grande influence sur les précipitations. La figure 4.28 montre quelques exemples de restitutions avec le champ de vent multicellulaire et des espèces de glace différentes.

La restitution avec uniquement de la neige (**DenII**) et pas de graupel est comparable aux lignes de grains en phase de dissipation. En effet, les précipitations et les réflectivités associées sont moins intenses, que les restitutions avec graupels, dans la convection et la zone de transition (à cause de l'absence de graupels) (cf figure 4.28(a)). Par contre,

la partie stratiforme se développe très bien, avec des taux précipitants supérieurs aux restitutions comportant des graupels (cf figure 4.24).

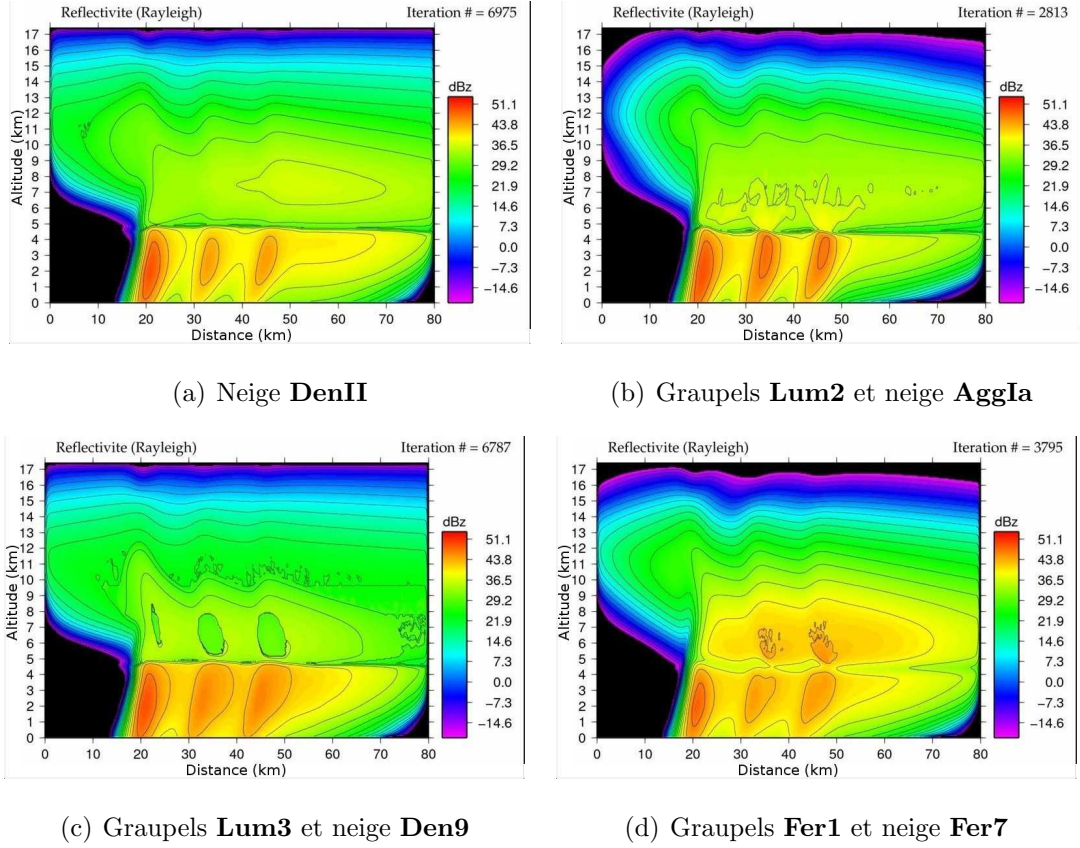


FIG. 4.28 – Réflectivité (dBZ) restituée pour le champ de vent multicellulaire pour différents types de glace précipitante : a) Neige **DenII** b) Graupels **Lum2** et neige **AggIa** c) Graupels **Lum3** et neige **Den9** d) Graupels **Fer1** et neige **Fer7**

La restitution de la figure 4.28(b) utilise des graupels **Lum2** et comme principale espèce de neige **AggIa**. Cette restitution fait apparaître plus de graupels, donc des précipitations plus importantes, notamment dans la zone de transition.

La figure 4.28(c), on utilise les paramétrisations utilisées par Marécal (1992) pour les graupels (**Lum3**) et la neige (**Den9**). Si pour la partie liquide les réflectivités sont compatibles avec les observations, les réflectivités dans les ascendances ne sont pas compatibles.

Dans la figure 4.28(d), on utilise les paramétrisations de Ferrier (1994) pour les graupels (**Fer1**) et la neige (**Fer7**). On remarquera que si la réflectivité de la convection et des zones

d'ascendances est compatible avec les observations du RONSARD, les réflectivités dans la glace pour la partie stratiforme sont trop élevées. Les types de glace utilisés par Ferrier (1994) (**Fer1 et Fer7**), où la densité ne varie pas en fonction du diamètre, ne sont pas compatibles avec les observations du RONSARD.

La paramétrisation de la glace précipitante influence les champs microphysiques et la réflectivité, mais aussi les processus microphysiques. Le meilleur compromis pour le type de glace précipitante est d'utiliser les graupels **Lum3**, en neige principale les dendrites **DenII** et en neige secondaire les agrégats **AggII**.

Pour affiner la détermination du meilleur type de glace précipitante, il faut multiplier les restitutions avec des champs de vent différents et des conditions initiales différentes. Bien que les champs de vent synthétique aient permis des résultats intéressants, pour aller plus loin dans la détermination du type de glace, nous avons besoin de champs de vent réels associés à des observations de réflectivités.

4.4 Estimation des pluies par satellite

Les satellites permettent une observation en continu et une couverture globale de la Terre. Ils sont donc adaptés aux observations météorologiques. Cependant les techniques d'estimation des précipitations par satellites sont tributaires de notre connaissance des caractéristiques microphysiques des hydrométéores en phase glacée.

Les radiomètres hyperfréquence utilisés actuellement pour la restitution des pluies effectuent des mesures dans les canaux fenêtres typiquement entre 10 et 157 GHz avec généralement une mesure vers 18-19 GHz, une mesure vers 21-23 GHz, une mesure vers 36-37GHz et une mesure vers 85-92 GHz. Les instrument les plus récents (SSM/I/S, MARDAS) ont également une mesure vers 150-157 GHz. En dehors du canal autour de la raie de la vapeur d'eau à 22-23GHz, les autres mesures sont effectuées en polarisation horizontale (H) et verticale (V). Les canaux en-dessous de 36-37GHz sont plus sensibles à l'émission/absorption par l'eau liquide alors que les canaux au-dessus sont affectés par la diffusion par la glace. Dans ce dernier cas, le rapport entre la longueur d'onde et la taille de la particule joue un rôle prépondérant et les canaux autour de 150 GHz seront

sensibles à la diffusion par de plus petites particules que les canaux autour de 85 GHz.

Pour les processus de diffusion, le premier paramètre qui intervient est le rapport entre la longueur d'onde et la taille de la particule glacée, les particules les plus grosses ayant une section efficace de diffusion plus importante que les plus petites particules. Le second paramètre d'importance est la densité de la particule, avec une diffusion plus forte pour les particules les plus denses. La température de brillance d'un volume de précipitations glacées va donc fortement dépendre de la combinaison entre loi de distribution dimensionnelle des tailles de particules et la loi masse-diamètre pour l'espèce considérée. Dans la plus part des cas les particules de plus gros diamètre devraient être les plus diffusantes mais ce sont les moins dense et les plus rares. A l'opposé, les particules de plus petite taille sont en général les plus dense et les plus nombreuses et donc même si leurs sections efficaces de diffusion sont plus faibles, elles peuvent contribuer significativement.

Notre capacité à restituer les précipitations à la surface à partir d'une séries de mesures de températures de brillances dans les différent canaux va donc dépendre de notre capacité à comprendre et représenter ces processus de diffusion par la glace en fonction des différentes espèces présentes. Ce problème est d'autant plus critique au-dessus des régions continentales où les canaux basses fréquences (grossièrement ceux inférieur à 37 GHz) sont inutilisables pour des effets d'émissivité de surface (l'émissivité est alors proche de 0.8-0.9) et que les inversions ne s'appuient donc que sur le signal de diffusion des canaux haute fréquence.

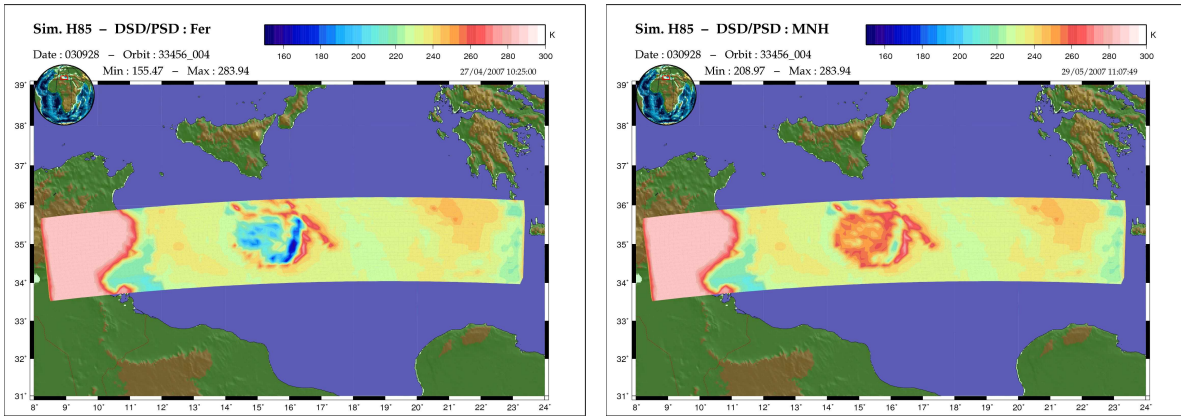
Afin de simuler les températures de brillances correctement, il faut donc être en mesure de connaître les contenus respectifs des différentes espèces de glace le long d'un profil atmosphérique et leurs caractéristiques microphysiques principales à savoir distribution dimensionnelle et loi masse diamètre comme-mentionné précédemment. La très grande variété des types de particules rend cette représentation quasi-impossible dans un modèle de transfert radiatif hyperfréquence et un certain nombre de simplifications sont effectuées comme dans le présent modèle microphysique : le nombre d'espèce est limité et les espèces suivent des lois de densité et de distribution dimensionnelles approximatives. Le modèle de transfert radiatif utilisé ici est dérivé de celui décrit dans Kummerow et Weinman (1988) et est un simple modèle plans parallèles utilisant l'approximation d'Eddington. Trois espèces

de glaces sont représentées simultanément dans un volume de la colonne atmosphérique. Par défaut il s'agit de nuage glace (représenté par des particules de taille inférieure à 100 micron, monodisperse), de graupels et de neige. De nombreuses paramétrisations de neige et de graupels peuvent être implémentées pour tenter de représenter au mieux les mélanges de particules de densité variables rencontrées dans les situations convectives tropicales en particulier.

On peut par exemple utiliser les paramétrisations suivantes :

- Densité fixe : neige 0.1 g.cm^{-3} , graupels 0.4 g.cm^{-3} (cf figure 4.29(a))
- Densité variable : $m = aD^b$ où $a=19.6$ et $b=2.8$ pour les graupels et $a=0.02$ et $b=1.9$ pour la neige. (cf figure 4.29(b))

L'un des intérêts de cette étude dans laquelle nous avons utilisé deux modèles simples est de vérifier s'il serait possible de relier les caractéristiques principales des hydrométéores glacés aux diverses régions du système. Ainsi une meilleure connaissance de la microphysique et de la représentation des espèces de glaces précipitante permettrait une meilleure restitution des températures de brillance.



(a) Paramétrisation de la glace avec une densité indépendante du diamètre. (b) Paramétrisation de la glace avec une densité variable.

FIG. 4.29 – Comparaisons de températures de brillance simulées avec une paramétrisation de la glace différente

La figure 4.29 présente les températures de brillance simulées à 85 GHz pour un système

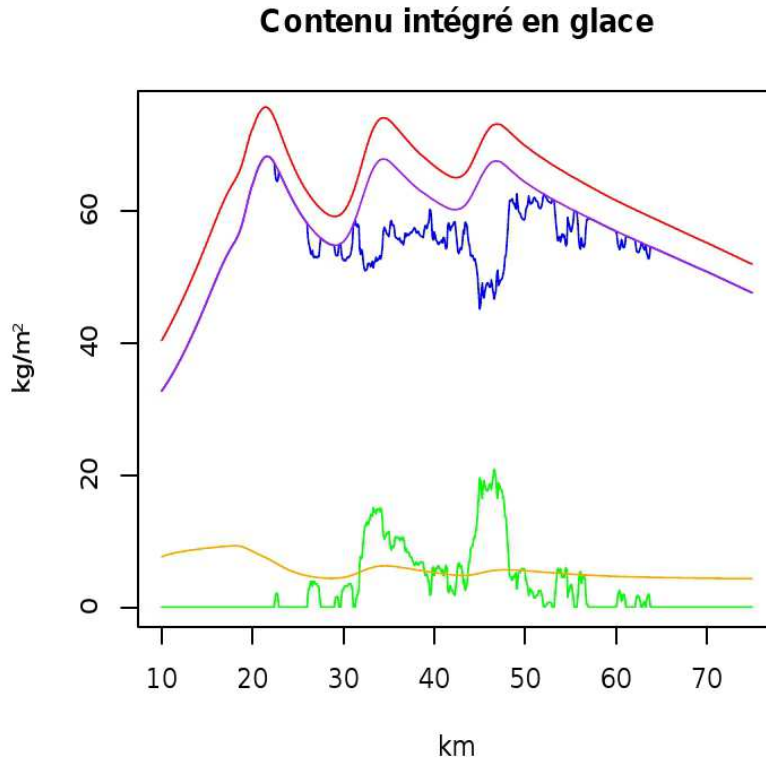
précipitant ayant une structure de ligne de grains (partie convective et partie stratiforme) au dessus de la mer Méditerranée. Les calculs de ces températures de brillance se différencient par la paramétrisation de la glace utilisée. Pour la figure 4.29(a), la densité des particules glacées est fixée à 0.4 g.cm^{-3} pour les graupels et 0.1 g.cm^{-3} pour la neige, alors que pour la figure 4.29(b), la densité est représentée par une relation masse-diamètre (définie précédemment). La différence de paramétrisation de la glace peut engendrer une différence sur la température de brillance de plus de 50 K. Il est donc important d'utiliser une paramétrisation de la glace adaptée aux lignes de grains.

Cette étude portant essentiellement sur la ligne de grains du 28 juillet 2006, les résultats ne sont pas assez représentatifs des lignes de grains en général, Pour améliorer sensiblement la détermination de la température de brillance par les modèles de transfert radiatif, il faudrait prendre en compte plus de données et traiter plus de cas de la campagne AMMA. Néanmoins, les calculs de température de brillance réalisés avec le champ de vent synthétique multicellulaire, représentant une ligne de grains idéalisée, permettent d'établir des relations entre températures de brillances et variables microphysiques.

La figure 4.30(a) montre le contenu intégré en glace total et ses différentes composantes : nuage glace, neige et graupels. On remarquera que le contenu intégré en glace précipitante est continu alors que les contenus intégrés en neige et en graupels sont discontinus, cela est du au mode de détermination de la glace précipitante qui est discontinu. Le contenu total en précipitation est continu car c'est lui qui est résolu par le modèle.

La figure 4.31 montre la corrélation entre la température de brillance à 157 GHz et le contenu intégré en nuage glace d'une part et la corrélation entre la température de brillance à 85 et 92 GHz et le contenu intégré en glace précipitante d'autre part. Ces canaux étant sensible à la glace, on a une bonne corrélation entre température de brillance et contenu en glace. L'utilisation du modèle microphysique permet en plus des contenus intégrés d'avoir une information sur les processus. Il est donc intéressant de regarder la corrélation que l'on peut avoir entre la température de brillance à 85 GHz et les processus, en phase glace notamment comme le givrage ou la fonte.

La figure 4.32 compare la température de brillance à 85 GHz avec le contenu intégré en eau liquide et les processus les plus importants pour la formation des précipitations : le



(a)

FIG. 4.30 – Contenu intégré ($kg.m^{-2}$) en glace total (rouge), contenu intégré ($kg.m^{-2}$) en glace précipitante (Violet), contenu intégré ($kg.m^{-2}$) en neige (bleu), contenu intégré ($kg.m^{-2}$) en graupels (vert) et contenu intégré ($kg.m^{-2}$) en nuage glace (orange) pour la restitution type avec le champ de vent multicellulaire.

givrage et la fonte. On remarque une certaine corrélation entre ses différents paramètres avec la distinction des trois ascendances du champ de vent multicellulaire. Ainsi pour chaque ascendance, on a un maximum d'activité des processus, associé à un maximum de contenu en eau, mais aussi en glace, ce qui induit un minimum pour la température de brillance. Cependant la corrélation de ses différents paramètres n'est pas parfaite, on observe des décalages, et des différences de largeur de pics. Pour aller plus loin, on peut tracer les différentes variables microphysiques en fonction de la température de brillance à 85 GHz. Pour cela nous avons à nouveau utiliser le champ de vent type avec une seule

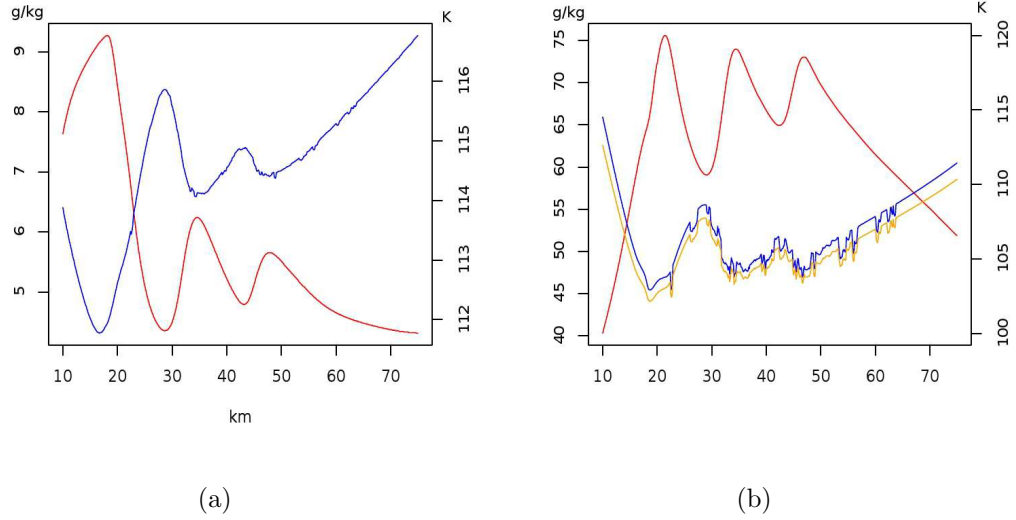


FIG. 4.31 – a) Contenu intégré en nuage glace ($kg.m^{-2}$ - courbe rouge) et température de brillance à 157 GHz (K - courbe bleu) b) Contenu intégré en glace ($kg.m^{-2}$ - courbe rouge) et température de brillance(K) à 85 GHz (bleu) et 92 GHz (orange) le long de la coupe de la restitution type avec le champ de vent multicellulaire.

cellule de convection.

Lorsque l'on trace la température de brillance à 85 GHz en fonction du contenu intégré en glace (cf figure 4.33(a)), on observe bien une corrélation, qui montre bien que le canal à 85 GHz est sensible à la glace. On notera cependant une dispersion des points, cette dispersion des points peut être relié à pourcentage de graupels dans la glace précipitante. Si l'on regarde la relation entre température de brillance à 85 GHz et le taux de pluie au sol (cf figure 4.33(b)), on peut voir une corrélation linéaire dans la partie stratiforme lorsque le pourcentage de graupels est de 0 %. Dans la partie convective et en présence de graupels, on a une grande gamme de taux de pluie pour une même température de brillance. Il est donc difficile de passer des températures de brillances au taux de pluie au sol sans faire d'hypothèses sur la glace précipitante.

Pour passer de la glace précipitante au taux de pluie au sol, on peut aussi regarder les processus microphysiques, notamment ceux qui permettent de passer de la glace précipitante aux précipitations liquides. La figure 4.34) montre la température de brillance à 85

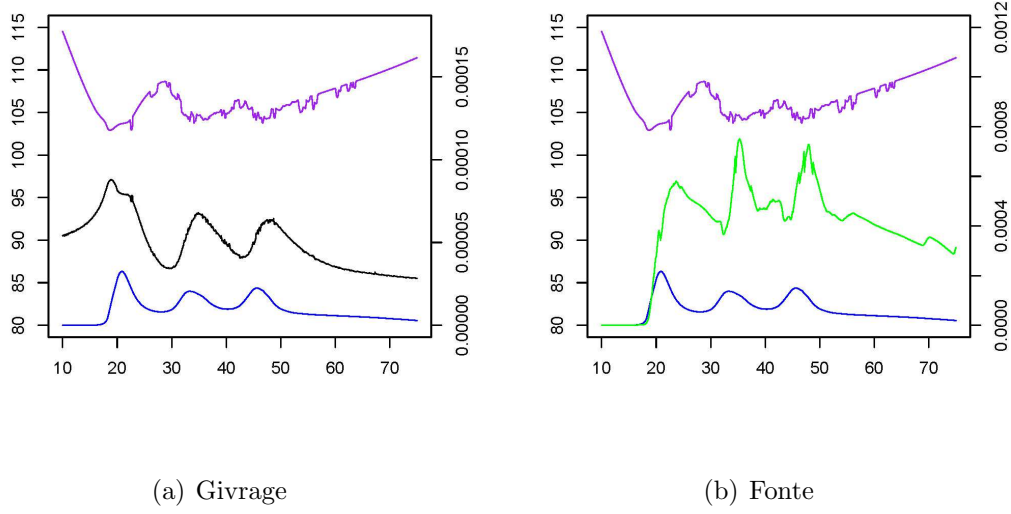


FIG. 4.32 – Comparaison de la température de brillance à 85 GHz (courbe violette, échelle de gauche en K) avec le contenu intégré en eau liquide (ILC en $kg.m^{-2}$, courbe bleu) et avec différents processus microphysiques (échelle de droite en $g.kg^{-1}.s^{-1}$) a) le givrage b) la fonte.

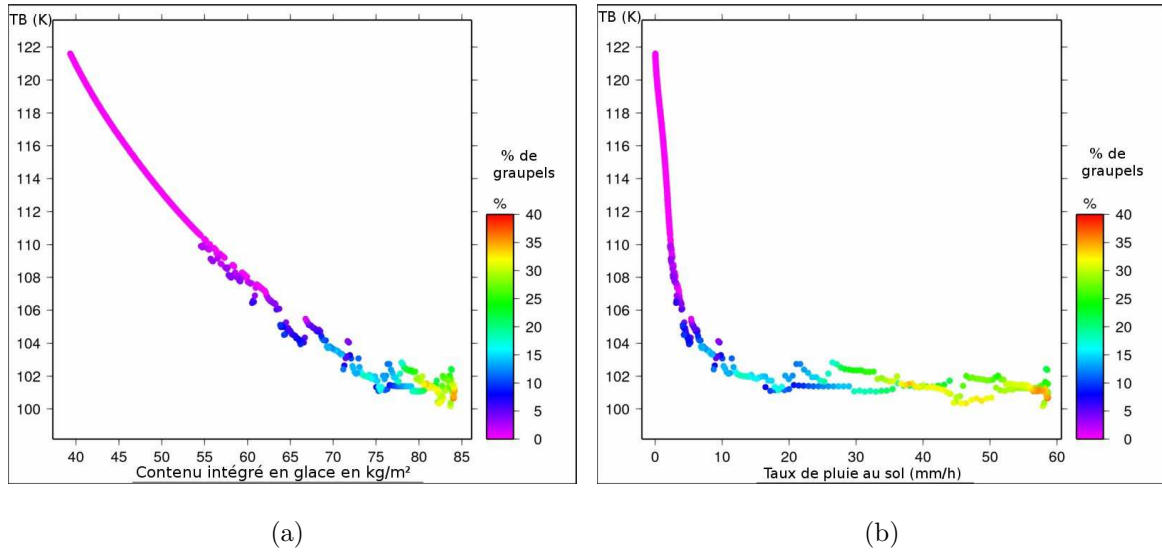


FIG. 4.33 – Température de brillance à 85 GHz (K) en fonction du contenu intégré en glace ($kg.m^{-2}$) (a) et en fonction du taux de pluie au sol ($mm.h^{-1}$) (b), l'échelle de couleur indique le pourcentage de graupels dans la glace précipitante.

GHz en fonction des processus microphysiques : l'accrétion du nuage liquide, la fonte, le dépôt de vapeur sur les cristaux du nuage glace et la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide. On peut remarquer une bonne corrélation comme avec le contenu intégré en glace tant que le pourcentage de graupels reste faible, et une dispersion des points corréllée au pourcentage de graupels dans les précipitations glacées.

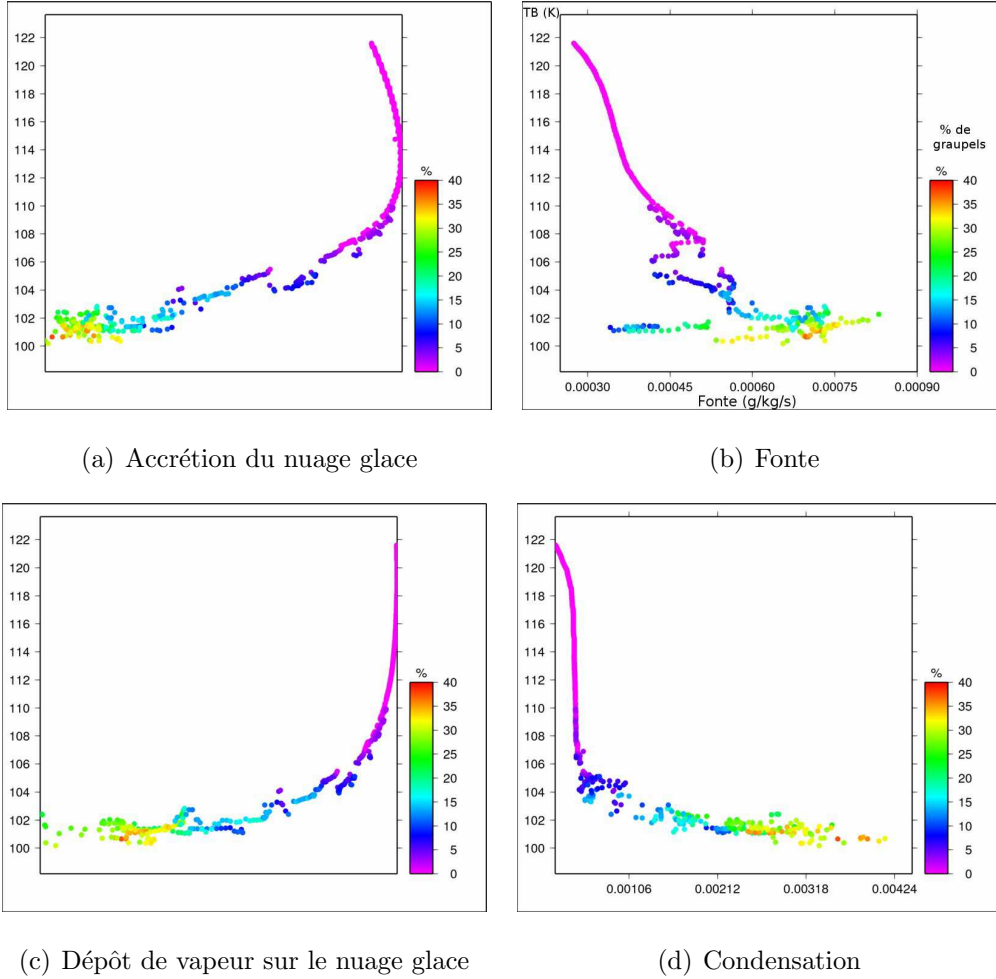


FIG. 4.34 – Température de brillance à 85 GHz (K) en fonction de l'accrétion du nuage glace ($mg.kg^{-1}$) (a), de la fonte ($mg.kg^{-1}$) (b), du dépôt de vapeur sur le nuage glace ($mg.kg^{-1}$) (c) et de la condensation ($mg.kg^{-1}$) (d) pour la restitution type avec le champ de vent multicellulaire. L'échelle de couleur indique le pourcentage de graupels dans la glace précipitante.

Nous venons de faire le lien entre la température de brillance et le contenu en glace

(cf figure 4.33(a)) et entre la température de brillance et les processus microphysiques (cf figure 4.34). Dans les deux cas nous observons une corrélation modulée par le taux de graupels. Pour aller plus loin, nous pouvons regarder la corrélation entre la température de brillance à 85 GHz et le taux de pluie au sol (cf figure 4.35). On observe là aussi une corrélation entre température de brillance à 85 GHz et taux de pluie, et nous pouvons relier la dispersion des points aux processus microphysique comme la fonte (cf figure 4.35(a)) ou le dépôt de vapeur sur la glace précipitante (cf figure 4.35(b))

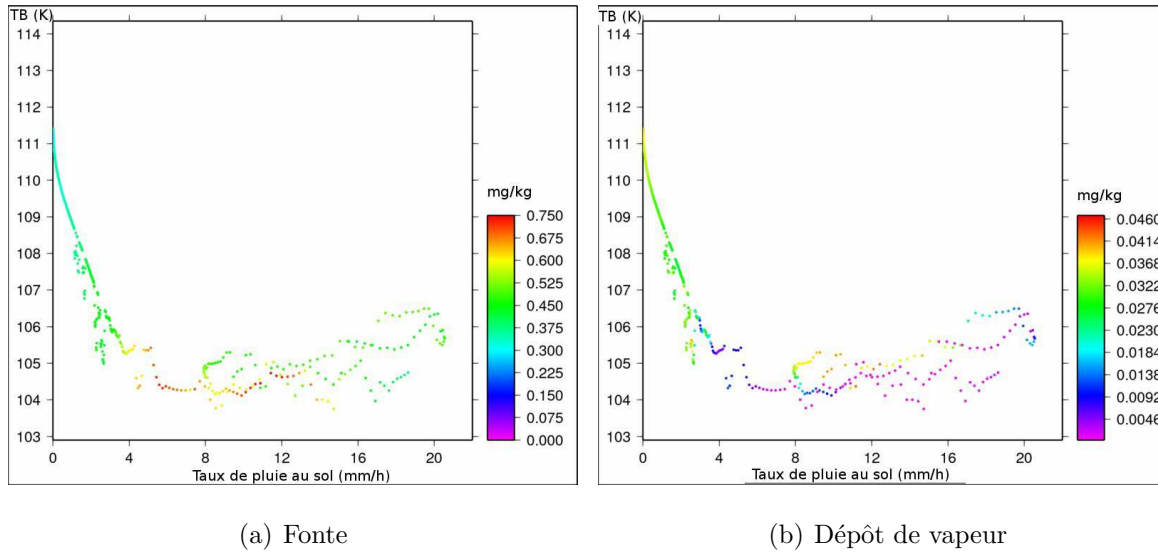


FIG. 4.35 – Température de brillance à 85 GHz (K) en fonction du taux de pluie au sol ($mm.h^{-1}$). L'échelle de couleur indique la valeur moyenne des processus de fonte (a - en $mg.kg^{-1}$) et de dépôt de vapeur sur la glace précipitante (b - en $mg.kg^{-1}$).

Avec un cas idéalisé de ligne de grains, nous avons vérifié la sensibilité à la glace du canal à 85 GHz, mais l'utilisation d'un modèle microphysique permet ici de relier aussi les températures de brillance aux processus microphysiques et au contenu intégré en eau liquide. On combinant les restitutions microphysiques de nombreux cas de lignes de grains, on pourrait d'une part déterminer des espèces de glace précipitante représentatives, et affiner les relations entre la température de brillance et les processus ou le taux de pluie au sol.

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous voulions généraliser les résultats précédents, afin de déterminer des espèces de glace représentatives des lignes de grains. Nous voulions aussi quantifier l'importance des différents processus et la contribution de la phase glace dans la formation des précipitations liquides et enfin relier la température de brillance avec des variables microphysiques.

Après avoir étudié l'influence de la dynamique dans le chapitre 2, nous avons utilisé un champ de vent synthétique complexe avec une zone convective avec une ascendance forte, une zone de transition avec des ascendances de plus faible intensité et une partie stratiforme. Ce champ de vent associé à des conditions initiales différentes nous a permis de déterminer des caractéristiques plus générales que lors de l'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

On a ainsi pu déterminer des caractéristiques communes comme la répartition des processus microphysiques, les échanges de chaleurs latente L'utilisation du champ de vent multicellulaire nous a aussi permis de déterminer l'importance des différents processus en fonction de la dynamique. Ainsi dans la convection principale, c'est la condensation, le givrage et l'accrétion du nuage liquide qui sont les processus dominants, alors que dans la partie stratiforme c'est la fonte des hydrométéores glacés qui est le processus majoritaire. On remarque l'importance du transport horizontal de la zone de production des hydrométéores glacés dans la convection vers la zone de fonte dans la partie stratiforme.

Nous avons déterminé qu'au moins deux espèces de glace (graupels et neige) étaient nécessaires pour représenter correctement la partie convective et la partie stratiforme d'une ligne de grains. Pour ces deux espèces, nous avons identifié les caractéristiques de la glace précipitante dans les lignes de grains compatibles avec les observations du RONSARD. Cette étude des types de glace précipitante nous a permis de vérifier que la glace précipitante est un facteur essentiel pour la formation des précipitations dans la partie stratiforme (la fonte représente 86 % du terme source de la pluie), mais aussi un facteur important des précipitations convectives (36 %). Nous avons aussi pu déterminer la contribution des graupels dans les précipitations, et la compétition entre la condensation

de la vapeur d'eau en nuage liquide et le dépôt de vapeur sur la glace précipitante dans la formation des précipitations glacées.

Pour la température de brillance, nous avons montré une relation entre la température de brillance, le contenu intégré en glace, les processus (comme la condensation, le givrage, la fonte et l'accrétion du nuage liquide) et le taux de pluie au sol. La corrélation entre ces différentes variables est modulée en fonction du pourcentage de graupels dans les précipitations glacées.

Conclusion

Ces travaux de thèse avaient pour but l'étude des interactions entre la dynamique et la microphysique dans les lignes de grains d'Afrique de l'ouest. Pour mener à bien cette étude, nous avons utilisé et optimisé une méthode de restitution microphysique. La méthode de restitution microphysique retenue est bidimensionnelle et avec une seule espèce de glace précipitante. Le nombre d'espèces de glace précipitante représenté dans le modèle diagnostique est faible comparé à certaines méthodes utilisant une quinzaine d'espèces d'hydrométéores précipitants. Pour les modèles de transfert radiatif et le calcul de la température de brillance, il est possible d'utiliser plusieurs espèces de glace précipitante, mais il faut alors déterminer quelles espèces représenter. On a donc fait le choix d'utiliser une microphysique simplifiée afin de déterminer seulement deux espèces de glace précipitante mais représentatives des lignes de grains.

L'amélioration de la modélisation de la microphysique dans les lignes de grains est un point important pour deux raisons, d'une part parce que l'observation de la microphysique est difficile et souvent ponctuelle et d'autre part parce que les lignes de grains africaines sont importantes aussi bien pour la météorologie à grande échelle que pour l'agriculture. Les différentes données récoltées pendant la campagne AMMA ont permis d'améliorer le modèle microphysique de Marécal (1992), développé pour les fronts européens, et de le valider. Seule la ligne de grains du 28 juillet 2006 a pu être étudiée car les restitutions de vent du RONSARD n'étaient disponibles que pour ce cas. Les restitutions microphysiques ont pu être validées avec les observations de réflectivité du RONSARD et les classifications polarimétriques d'Evaristo (2009).

L'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006 et les différentes restitutions effectuées avec des champs de vent synthétiques nous ont permis de déterminer l'influence de la

dynamique sur le développement de la ligne de grains, avec notamment une corrélation entre certains processus et la vitesse verticale du vent W et/ou le rapport de vitesse U/W . On peut citer en particulier la bonne corrélation entre l'accrétion du nuage glace et l'accrétion du nuage liquide avec l'intensité de l'ascendance W , et la corrélation entre la fonte et le dépôt de vapeur avec le rapport U/W . La corrélation entre certains processus et le rapport de vitesse U/W a mis en évidence la compétition entre la condensation de la vapeur d'eau en nuage liquide et le dépôt de vapeur sur la glace précipitante dans la formation des précipitations au dessus de l'isotherme 0°C , en effet si l'air n'est pas saturé par rapport à l'eau liquide, la condensation n'est pas active, mais le dépôt de vapeur sur la glace précipitante qui dépend de la saturation par rapport à la glace peut s'activer d'autant plus que la condensation ne "consomme" pas de vapeur d'eau. Le rapport des vitesses U/W est un facteur important car bien que l'ascendance W soit importante, le transport horizontal d'humidité vers l'ascendance (lié à U) n'est pas négligeable.

On a aussi montré l'importance d'avoir au moins deux espèces de glace précipitante pour représenter au mieux les parties convective et stratiforme d'une ligne de grains. Les taux de précipitations sont significativement impactés par la présence de graupels dans les zones d'ascendances, notamment les ascendances secondaires où la condensation est moins active. Nous avons confirmé le fait que les précipitations glacées sont la source principale des précipitations dans la partie stratiforme, mais aussi une source de précipitations non négligeable dans la convection. La fonte des hydrométéores glacés représente 86 % du terme source de la pluie dans la partie stratiforme contre 36 % dans la partie convective.

Les différentes restitutions avec des champs de vent "réels" et synthétiques ont permis de déterminer une répartition caractéristique des processus actifs dans une ligne de grains. Ainsi les processus les plus importants, dans la formation des précipitations, sont la condensation, la fonte, le givrage et l'accrétion du nuage liquide. Il ne faut pas oublier l'importance de l'évaporation dans les basses couches de l'atmosphère. Cette répartition est modulée en fonction de la dynamique, et dans une moindre mesure des conditions thermodynamiques et d'humidité.

L'utilisation d'un modèle microphysique diagnostique simplifié avec une seule espèce de glace précipitante s'est avéré suffisante pour représenter correctement (au vu des obser-

vations du Ronsard) la microphysique de la ligne de grains. Cependant, cette comparaison n'a pu être que qualitative, le champ de vent restitué à partir d'un seul radar est un champ de vent composite ayant des caractéristiques intermédiaires entre celles des deux séquences utilisées pour le restituer.

En calculant les températures de brillances associées au cas idéalisé d'une ligne de grains, on a pu vérifier la corrélation entre température de brillance à 85 GHz et le contenu intégré en glace, mais aussi établir des relations entre température de brillance et processus microphysiques d'une part et température de brillance et taux de pluie au sol d'autre part.

Perspectives

L'objectif était de déterminer des espèces de glace précipitante caractéristiques des lignes de grains, notamment pour améliorer le calcul des températures de brillance, à l'aide d'un modèle microphysique simplifié de Marécal (1992), adapté pour la restitution des lignes de grains africaines. Cependant le modèle peut encore être amélioré, notamment pour éviter la divergence numérique et donc pourvoir s'affranchir d'une diffusion forte. Si la diffusion peut être réduite à sa valeur physique moyenne, on sera alors en mesure de restituer les structures fines de la ligne de grains.

L'instabilité numérique de la condensation quand l'humidité relative est proche de 100 %, la diffusion et la détermination du type d'hydrométéore glacé sont des points à améliorer. Pour la condensation, un seuil pour éviter de passer directement de l'évaporation à la condensation peut améliorer la stabilité numérique. Pour la détermination de la glace précipitante, on peut faire varier les seuils du contenu en glace qui sélectionnent l'espèce de glace utilisée. On peut aussi combiner ce critère à l'activation ou non du givrage ou encore aux conditions de température et d'humidité. La description des nuages liquide et glace reste simple, et des améliorations pourraient être faites. En particulier, on pourrait ajouter une faible vitesse de chute aux hydrométéores nuageux.

Dans cette étude, nous nous sommes intéressés principalement aux relations masse-diamètre et vitesse-diamètre des espèces de glace précipitante, mais on pourrait aller plus loin en modifiant aussi la distribution en taille des hydrométéores (PSD) employée. Une

autre perspective intéressante serait le développement du modèle en trois dimensions. En effet bien que la dynamique des lignes de grains soit généralement bidimensionnelle, ce n'est pas toujours le cas. Une prise en compte des courants transverses permettrait une meilleure restitution des cas tridimensionnels comme celui de la ligne de grains du 28 juillet 2006.

D'autre part, pour pouvoir faire une comparaison quantitative, il faudrait restituer des champs de vent avec deux radars (par exemple le Xport et le RONSARD) afin d'utiliser des observations au même instant et obtenir un champ de vent directement relié aux observations. Dans le cadre de cette étude, seules les données du 28 juillet 2006 ont été utilisées. Pour généraliser les résultats de cette étude, il conviendrait de traiter les différents cas de la campagne AMMA. En plus de généraliser les résultats de cette étude, le traitement des données de la campagne AMMA, permettrait de vérifier que les espèces de glace précipitante déterminées dans cette étude (les graupels Lum3 et les dendrites DenII) peuvent vraiment être considérées comme représentatives des lignes de grains.

En améliorant le modèle microphysique et en traitant d'avantage de cas, avec des champs de vent restitués avec deux radars, on pourrait réaliser une étude plus quantitative dans les comparaisons avec les observations. On pourrait surtout valider plus finement nos choix des espèces de glace précipitante et faire une étude statistique de l'impact de la dynamique sur la microphysique. Enfin la relation entre températures de brillance et contenu intégré en eau via les processus microphysiques demande plus de données afin d'établir de véritables relations statistiques.

Ces travaux ont permis de poser les bases d'un objectif plus important, améliorer la restitution des pluies par satellite. En effet à l'échelle de l'Afrique de l'ouest, il est difficile de maintenir un réseau dense de pluviomètre, le satellite est donc un excellent moyen de couvrir de grandes zones. Or au dessus du continent, les radiomètres utilisés sont sensibles à la glace, or il est difficile de relier la température de brillance, sensible à la glace, observé directement au taux de pluie au sol. Donc une meilleure connaissance des précipitations glacées et du lien entre glace et taux de pluie au sol permettra d'obtenir une relation entre température de brillance et taux de pluie au sol et ainsi d'effectuer une meilleure estimation des pluies par satellite.

Glossaire

- a : Constante de la relation masse-diamètre
- b : Exposant de la relation masse-diamètre
- c : Constante de la relation vitesse-diamètre
- C_a : Capacitance
- d : Exposant de la relation vitesse-diamètre
- D_G : Diamètre d'un cristal de neige
- D_R : Diamètre d'une goutte de pluie
- E_{GC} : Efficacité de collection neige/nuage liquide
- E_{GI} : Efficacité de collection neige/nuage glace
- E_{GR} : Efficacité de collection neige/pluie
- E_{RC} : Efficacité de collection pluie/nuage liquide
- e_{si} : Pression de vapeur saturante au dessus de la glace
- e_{sw} : Pression de vapeur saturante au dessus de l'eau liquide
- F : Coefficient de ventilation
- K : Coefficient de diffusion turbulente
- K_a : Conductivité thermique de l'air
- k_G : Coefficient du taux d'autoconversion du nuage glace en neige
- k_R : Coefficient du taux d'autoconversion du nuage liquide en pluie
- L_f : Chaleur latente de fusion
- L_S : Chaleur latente de sublimation
- L_V : Chaleur latente de vaporisation
- $m_G(D_G)$: Masse d'un cristal de neige en fonction de son diamètre D_G
- M_i : Masse moyenne d'un cristal nuageux

$m_R(D_R)$: Masse d'une goutte de pluie en fonction de son diamètre D_R

M_w : Masse moléculaire de l'eau

N_{0G} : Paramètre de la distribution dimensionnelle de la neige

N_{0R} : Paramètre de la distribution dimensionnelle de la pluie

$N_G(D_G)$: Distribution dimensionnelle de la neige

N_i : Concentration en noyaux glaçogènes

$N_R(D_R)$: Distribution dimensionnelle de la pluie

PDEPI : Dépôt de vapeur ou sublimation du nuage glace

PGACI : Taux d'accrétion de nuage glace par la neige

PGACR : Taux d'accrétion de la pluie par la neige

PGACRM : Taux d'accrétion de la pluie par la neige fondante

PGACW : Taux de givrage ou accrétin du nuage liquide par la neige

PGACWM : Taux d'accrétion du nuage liquide par la neige fondante

PGAUT : Taux d'autoconversion du nuage glace en neige

PGDEP : Taux de dépôt de vapeur ou sublimation de la neige

PGMLT : Taux de fonte de la neige

PIACR : Taux de formation de la neige par collision pluie/nuage glace

PINT : Taux d'initiation de nuage glace

PMLTGE : Taux d'évaporation de la neige fondante

PRACW : Taux d'accrétion de nuage liquide par la pluie

PRAUT : Taux d'autoconversion du nuage liquide en pluie

PREVP : Taux d'évaporation de la pluie

PSMLTI : Taux de fonte du nuage glace

PVCON : Condensation de la vapeur d'eau

q_{ci} : Rapport de mélange du nuage glace

q_{cl} : Rapport de mélange du nuage liquide

q_g : Rapport de mélange de la neige

q_r : Rapport de mélange de la pluie

q_{si} : Rapport de mélange à saturation par rapport à la glace

q_{sw} : Rapport de mélange à saturation par rapport à l'eau liquide

q_t : Rapport de mélange total en eau
 q_v : Rapport de mélange de la vapeur d'eau
 q_{OG} : Seuil d'autoconversion pour la neige
 q_{OR} : Seuil d'autoconversion pour la pluie
 R^* : Constance universelle des gaz
 RH : Humidité relative par rapport à l'eau liquide
 RHI : Humidité relative par rapport à la glace
 S : Terme source/perte du rapport de mélange q
 S_G : Terme source/perte pour la neige
 S_R : Terme source/perte pour la pluie
 SS_i : Sous- ou sur-saturation par rapport à la glace (q_v/q_{si})
 SS_w : Sous-saturation par rapport à l'eau liquide (q_v/q_{sw})
 T : Température
 T_0 : Température de fonte de la glace
 \vec{U} : Vecteur Vent
 U_i : Composante i du vent \vec{U}
 U : Composante horizontale du vecteur vent (U_1)
 V : Composante horizontale du vecteur vent (U_2)
 \vec{V} : Forme analytique du vent \vec{U}
 V_i : Forme analytique de la composante i du vent \vec{U}
 $Vt_G(D)$: vitesse de chute d'un hydrométéore glacé en fonction de son diamètre D_G
 $Vt_R(D)$: Vitesse de chute d'une goutte de pluie en fonction de son diamètre D_R
 W : Composante verticale du vecteur vent (U_3)
 α : Paramètre de forme de la distribution dimensionnelle
 Γ : Fonction gamma complete
 ϵ_0 : permittivité du vide
 λ : Pente de la distribution dimensionnelle
 Δt : Pas de temps
 ΔT : Différence de Température
 ΔT_{fusion} : Différence de température associée à la chaleur latente de fusion

$\Delta T_{sublimation}$: Différence de température associée à la chaleur latente de sublimation

$\Delta T_{vaporisation}$: Différence de température associée à la chaleur latente de vaporisation

μ : Viscosité dynamique de l'air

ν : Paramètre de forme de la distribution dimensionnelle

ρ : Densité de l'air

ρ_W : Densité de l'eau liquide

χ : Diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air

Bibliographie

- Meso-NH (2008). *The Meso-NH Atmospheric Simulation System : Scientific Documentation. Part III : Physics*. Météo France and CNRS, 2008.
- D. ATLAS, R. SRIVASTAVA et R. SEKHON : Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, 11:1–35, 1973.
- M. BARTH et D. PARSONS : Microphysical processes associated with intense frontal rainbands and the effect of evaporation and melting on frontal dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53:1569–1586, 1996.
- O. BOCK et M. NURET : Verification of nwp model analyses and radiosonde humidity data with gps precipitable water vapor estimates during amma. *Weather and Forecasting*, 2009. In Press.
- E. BRANDES, K. IKEDA, G. ZHANG, M. SCHONHUBER et R. RASMUSSEN : A statistical and physical description of hydrometeor distributions in colorado snowstorms using a video disdrometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46:634–650, 2007.
- S. BRAUN et R. HOUZE, Jr. : The transition zone and secondary maximum of radar reflectivity behind a midlatitude squall line : Results retrieved from doppler radar data. *J. Atmos. Sci.*, 51:2733–2755, 1994.
- S. BRAUN et R. HOUZE, Jr. : Diagnosis of hydrometeor profiles from area-mean vertical-velocity data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121:23–53, 1995.
- C. BURLAUD : *Restituion des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie*

- hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux.* Thèse de doctorat, Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines, 2003.
- K. CAILLAULT et Y. LEMAÎTRE : Retrieval of three-dimensional wind fields corrected for the time-induced advection problem. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16:708–722, 1999.
- G. CANIAUX, J.-L. REDELSPERGER et J.-P. LAFORE : A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I : General description and water and heat budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51:2046–2074, 1994.
- M. CHONG, P. AMAYENC, G. SCIALOM et J. TESTUD : A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west africa. Part I : Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. *Monthly Weather Review*, 115:670–694, 1987.
- M. CHONG et D. HAUSER : A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west africa. Part II : Water budget. *Monthly Weather Review*, 117:728–744, 1989.
- S. COTTON, M. STEPHENS, T. NEHRKORN et G. TRIPOLI : The colorado state university three-dimensionnal cloud/mesoscale model. Part II : An ice phase parameterization. *J. Recherc. Atmos.*, 16:295–320, 1982.
- W. R. COTTON, R. A. PIELKE SR., R. L. WALKO, G. E. LISTON, C. J. TREMBACK, H. JIANG, R. L. MCANELLY, J.-Y. HARRINGTON, M. E. NICHOLLS, G. G. CARRIO et J. P. MCFADDEN : RAMS 2001 : Current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82:5–29, 2003.
- C. DEPRAETERE, M. GOSSET, S. PLOIX et H. LAURENT : The organization and kinematics of tropical rainfall systems ground tracked at mesoscale with gages : First results from the campaigns 1999-2006 on the upper ouémé valley (benin). *Submitted to Journal of Hydrology*.
- A. DIONGUE : *Interactions entre convection et écoulement de grande échelle au sein de la mousson de l'Afrique de l'Ouest.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse, 2001.

-
- X. DOU, G. SCIALOM et Y. LEMAÎTRE : MANDOP analysis and airborne doppler radar for mesoscale studies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 1996.
- O. DROFA : The parameterization of microphysical processes for atmospherical numerical models. *Il Nuovo Cimento : C : Geophysics and Space Physics.*, 26C , No.3:233–262, 2003.
- O. DROFA et P. MALGUZZI : Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model. *In The 14th International Conference on Clouds and Precipitation*, Bologne, Italie, July 2004.
- R. EVARISTO, G. SCIALOM, Y. LEMAÎTRE et N. VILTARD : Polarimetric signatures and hydrometeor classification of west african squall lines. *Submitted to Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- R. EVARISTO : *Microphysique et dynamique des systèmes précipitants en Afrique de l'Ouest*. Thèse de doctorat, Université de Versailles Saint Quentin, 2009.
- B. FERRIER : A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I : Description. *J. Atmos. Sci.*, 51:249–280, 1994.
- B. FERRIER, W. TAO et J. SIMPSON : A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part II : Simulations of convective storms in different large-scale environments and comparisons with other bulk parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, 52:1001–1033, 1995.
- N. FLETCHER : The physics of rainclouds. *Cambridge University Press*, p. 386pp., 1962.
- B. FONTAINE et S. JANICOT : Wind-field coherence and its variations over west africa. *J. Climate*, 5:512–524, 1992.
- G. FOOTE et P. DU TOIT : Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology*, 8:249–253, 1969.
- R. FOVELL et Y. OGURA : Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45:3846–3879, 1988.

- L. FOX : A short account of relaxation methods. *Quart. J. Mech. and Appl. Math.*, 1:253–280, 1948.
- S. FREITAS, K. LONGO, M. SILVA DIAS, R. CHATFIELD, P. SILVA DIAS, P. ARTAXO, M. ANDREAE, G. GRELL, L. RODRIGUES, A. FAZENDA et J. PANETTA : The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1 : Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:2843–2861, 2009.
- J. GAMACHE et R. J. HOUE : Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 40:1835–1850, 1983.
- R. GUNN et G. KINZER : The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air. *J. Meteor.*, 6:243–248, 1949.
- D. HAUSER : *Etude des caractéristiques microphysiques et thermodynamiques des systèmes précipitants à partir d’observations par radars météorologiques doppler*. Thèse de doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 1989.
- D. HAUSER et P. AMAYENC : Retrieval of cloud water vapor contents from doppler radar data in a tropical squall line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43:823–838, 1986.
- D. HAUSER, F. ROUX et P. AMAYENC : Comparaison of two methods for the retrieval of thermodynamic and microphysical variables from doppler radar measurements : Application to the case of a tropical squall line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45:1285–1303, 1988.
- P. V. HOBBS, L. F. RADKE, J. D. LOCATELLI, D. G. ATKINSON, C. E. ROBERTSON, R. R. WEISS, F. M. TURNER et R. R. BROWN : *Field observations and theoretical studies of clouds and precipitation over the Cascade mountains and their modifications by artificial seeding (1971-72)*. *Contributions from the Cloud Physics Group. Research Report VII*. Dept. Atmos. Sci., University of Washington, 1972.
- R. HOUE : Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42, 2004.

-
- R. A. J. HOUZE : Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Monthly Weather Review*, p. 1540–1567, 1977.
- R. A. J. HOUZE : Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115:425–461, 1989.
- S. JANICOT : Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part I : Regionalizations and Typings. *J. Climate*, 5:489–497, 1992a.
- S. JANICOT : Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part II : Associated Surface and Airmass Characteristics. *J. Climate*, 5:499–511, 1992b.
- M. KAJIKAWA et A. HEYMSFIELD : Aggregation of ice crystals in cirrus. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46:3108–3121, 1989.
- E. KESSLER : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monographie*, 32:84pp, 1969.
- C. KUMMEROW et J. A. WEINMAN : Determining microwave brightness temperatures from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. *Journal of Geophysical Research*, 93, 1988.
- N. LAMRANI : *Dynamique et microphysique des systèmes convectifs de l’Afrique de l’Ouest : Une analyse d’une ligne de grains par radar doppler polarimétrique*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2008.
- C. A. LEARY et R. A. J. HOUZE : Melting and Evaporation of Hydrometeors in Precipitation from the Anvil Clouds of Deep Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36:669–679, 1979a.
- C. A. LEARY et R. A. J. HOUZE : The Structure and Evolution of Convection in a Tropical Cloud Cluster. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36:437–457, march 1979b.
- Y.-L. LIN, R. FARLEY et H. ORVILLE : Bulk parameterization of the snow fields in a cloud model. *Journal of climate and applied Meteorology*, 22:1065–1092, 1983.

- C. LIU, M. MONCRIEFF et E. ZIPSER : Dynamical influence of microphysics in tropical squall lines : A numerical study. *Mon. Wea. Rev.*, 125:2193–2210, 1997.
- J. LOCATELLI et P. HOBBS : Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research*, 79:2185–2197, 1974.
- J. MARSHALL et W. PALMER : The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5:165–166, 1948.
- V. MARÉCAL, D. HAUSER et F. ROUX : The 12/13 january 1988 narrow cold-frontal rainband observed during MFDP/FRONTS 87. Part II : Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 50:975–9989, 1993.
- V. MARÉCAL : *Etude microphysique et thermodynamique de bandes de précipitations frontales à partir d'observations par radars doppler*. Thèse de doctorat, Université Paris VII - Denis Diderot, 1992.
- B. MASON : *The physics of clouds*. 2^{ème} édition. Clarendon Press, 1971.
- M. MEYERS, P. DEMOTT et W. COTTON : New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, 31:708–721, 1992.
- M. MEYERS, R. WALKO, J. HARRINGTON et W. COTTON : New rams cloud microphysics parameterization. Part II : The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45:3–39, 1997.
- D. MITCHELL : Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53:1710–1723, 1996.
- T. MONTMERLE et Y. LEMAÎTRE : Three-dimensional variational data analysis to retrieve thermodynamical and dynamical fields from various nested measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 1998.

-
- S. MOUMOUNI, M. GOSSET et E. HOUNGNINOU : Main features of rain drop size distributions observed in benin, west africa, with optical disdrometers. *Geophysical Research Letters*, 35:23807–+, 2008.
- M. NICHOLLS : A comparison of the results of a two-dimensional numerical simulation of a tropical squall line with observations. *Monthly Weather Review*, 115:3055–3077, 1987.
- M. NURET, J. LAFORE, O. BOCK, F. GUICHARD, A. AGUSTI-PANAREDA, J. N’GAMINI et J. REDELSPERGER : Correction of humidity bias for vaisala rs80-a sondes during the amma 2006 observing period. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25:2152–2158, 2008.
- J.-P. PEYRILLE : *Etude idéalisée de la mousson ouest-Africaine à partir d’un modèle numérique bi-dimensionnel*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 2006.
- A. PROTAT, Y. LEMAÎTRE et G. SCIALOM : Thermodynamic analytical fields from doppler radar data by means of the MANDOP analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124, 1998.
- H. PRUPPACHER et J. KLETT : *Microphysics of clouds and precipitation*. Kluwer Academic Publishers, second revised and enlarged edition édn, 1997.
- J.-L. REDELSPERGER, A. DIEDHIOU, C. FLAMANT, S. JANICOT, J.-P. LAFORE, T. LEBEL, J. POLCHER, B. BOURLÈS, G. CANIAUX, P. De ROSNAY, M. DESBOIS, L. EYMARD, B. FONTAINE, I. GENEAU, K. GINOUX, M. HOEPFFNER, C. S. E. KANE, K. LAW, C. MARI, B. MARTICORÉNA, E. MOUGIN, J. PELON, C. PEUGEOT, A. PROTAT, F. ROUX, B. SULTAN et E. Van Den AKKER : Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie*, 54:22–32, 2006-a.
- J. REDELSPERGER, C. THORNCROFT, A. DIEDHIOU, T. LEBEL, D. PARKER et J. POLCHER : African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87:1739–1746, 2006-b.
- R. ROGERS : *A short course in cloud physics*, 2nd Ed. Pergamon Press, 1979.

- S. RUTLEDGE et P. HOBBS : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones . VIII : A model for the seeder-feeder process in warm frontal rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40:1185–1206, 1983.
- S. RUTLEDGE et P. HOBBS : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones . XII : A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41:2949–2972, 1984.
- G. SCIALOM et Y. LEMAÎTRE : A new analysis for retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 1990.
- J. SMAGORINSKY : General circulation experiments with the primitive equations : I - The basics experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91:99–164, 1963.
- J. STRAKA : *Cloud and Precipitation Microphysics : Principles and Parameterizations*. Cambridge University Press, 2009.
- J. STRAKA, D. ZRNIĆ et A. RYZHKOV : Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data : Sythesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, 39:1341–1372, 2000.
- K. K. SZETO et H.-R. CHO : A numerical investigation of squall lines . Part I : The control experiment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51:414–424, 1994a.
- K. K. SZETO et H.-R. CHO : A numerical investigation of squall lines . Part II : The mechanics of evolution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51:425–433, 1994b.
- P. TABARY et G. SCIALOM : MANDOP analysis over complex orography in the context of the MAP experiment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 2001.
- W.-K. TAO, S. LANG, M. MCCUMBER, R. ADLER et R. PENC : An algorithm to estimate the heating budget from vertical hydrometeor profiles. *J. Appl. Meteor.*, 29:1232–1244, 1990.

-
- W.-K. TAO et J. SIMPSON : Modeling study of a tropical squall-type convective line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46:177–202, 1989.
- O. TETENS : Uber einige meteorologische begriffe. *Z. Geophys.*, 6:297–309, 1930.
- G. TRIPOLI, P. FLATAU et W. COTTON : Generalized microphysics scheme for use in mesoscale cloud model. *In Preprints 10th International Cloud Physics Conference.*, Bad-Homburg, August 1988.
- C. ULBRICH et D. ATLAS : Hail Parameter Relations : A Comprehensive Digest. *J. Appl. Meteor.*, 21:22–43, 1982.
- R. WALKO, W. COTTON, M. MEYERS et J. HARRINGTON : New rams cloud microphysics parameterization. Part I : The single-moment scheme. *Atmospheric Research*, 38:29–62, 1995.
- A. WEXLER : Vapor pressure formulation for water in range 0° C to 100° C : A revision. *J. Res. Natl. Bur. Stand.*, 80A:775–785, 1976.
- A. WEXLER : Vapor pressure formulation for ice. *J. Res. Natl. Bur. Stand.*, 81A:5–20, 1977.
- M.-J. YANG et R. J. HOUZE : Sensitivity of squall line rear inflow to microphysics and environmental humidity. *Monthly Weather Review*, 123:3175–3193, 1995.
- M. YAU et P. AUSTIN : A model for hydrometer growth and evolution of raindrop size spectra in cumulus cells. *J. Atmos. Sci.*, 36:655–668, 1979.
- D. YOUNG : Iterative methods for solving partial differnec equations of elliptic type. *Trans. Amer. Math. Soc.*, 76:92–111, 1954.
- C. ZIEGLER, P. RAY et N. KNIGHT : Hail growth in an oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.*, 40:1768–1791, 1983.
- E. J. ZIPSER : Mesoscale and convective-scale downdraft as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*, 105:1568–1589, 1977.

E. ZIPSER : The role of organised unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. *J. Appl. Meteor.*, 8:799–814, 1969.

Annexe A

Caractéristiques des hydrométéores

La représentation des hydrométéores est un des paramètres importants des modèles microphysiques. Cette représentation a pour but de pouvoir représenter la multitude des hydrométéores présents dans l'atmosphère. Bien que le modèle ne permette d'utiliser qu'une seule espèce de glace précipitante dont on peut moduler les propriétés, il est possible d'utiliser différents types de glace précipitante dans différentes restitutions. Les caractéristiques des hydrométéores peuvent provenir de différentes sources, aussi bien de modèles Ferrier (1994), Ferrier *et al.* (1995), Drofa (2003), Meso-NH (2008), Marécal (1992) que de mesures en laboratoires Locatelli et Hobbs (1974).

De nombreux types d'hydrométéores ont été utilisés pour tester la sensibilité du modèle aux caractéristiques de la glace et afin de valider les espèces de glace précipitante représentatives de la neige dans les lignes de grains en fonction des conditions dynamiques et thermodynamiques.

A.1 Caractéristiques des précipitations en phase glace

Les précipitations en phase glace sont composées d'un grand nombre d'hydrométéores dont la grêle, les graupels, et les différentes particules de neiges (colonnes, plaquettes ...). On peut en voir une représentation dans la figure A.1

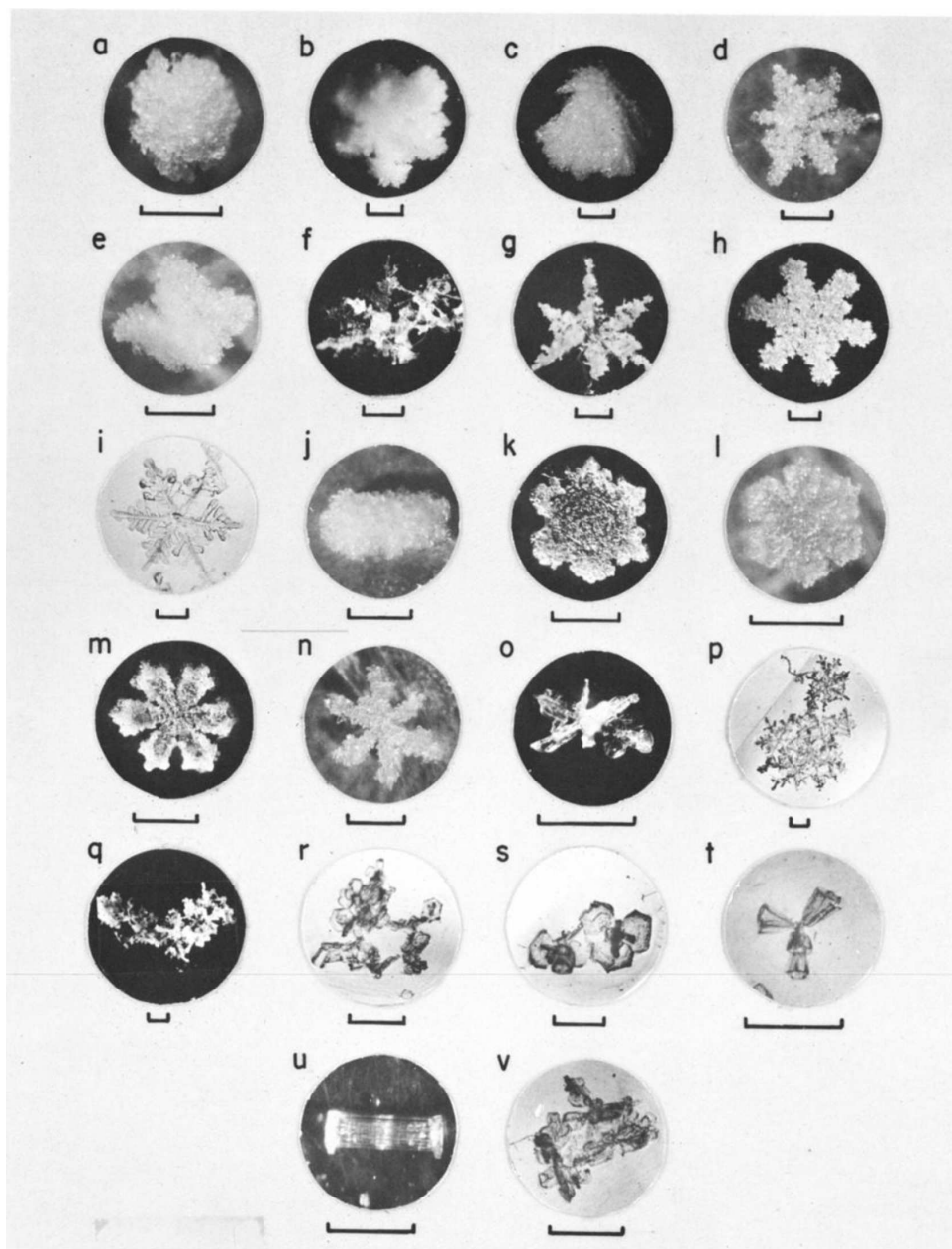


FIG. A.1 – Particules précipitantes solides Locatelli et Hobbs (1974)

Les différents cristaux de glace se forment en fonction des conditions de température et de saturation. La figure A.2 illustre la répartition des types de cristaux en fonction de la température et de la sursaturation.

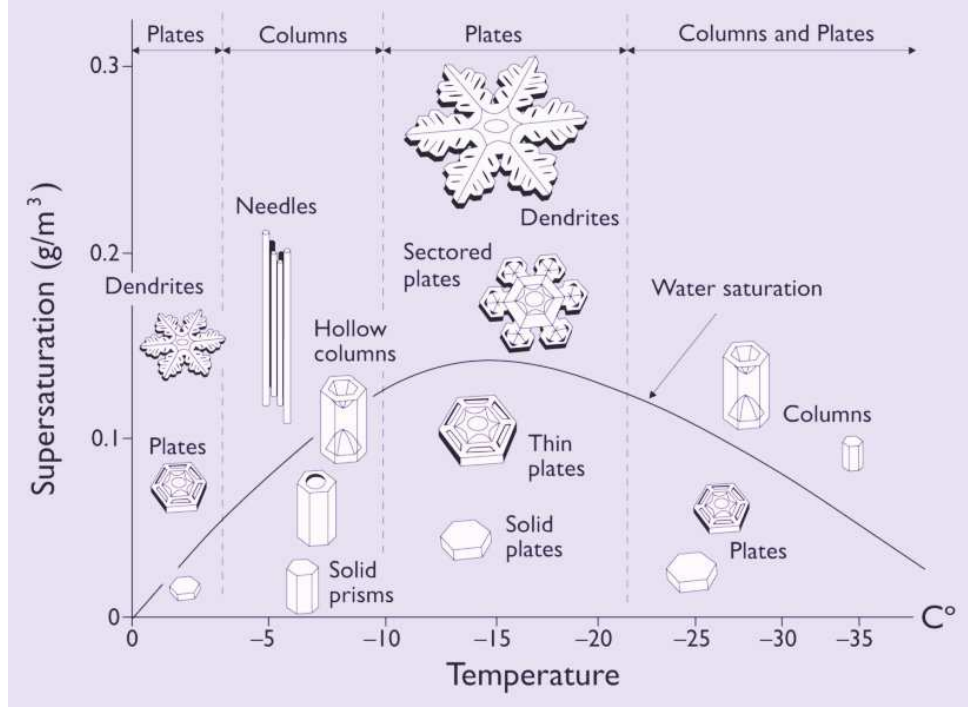


FIG. A.2 – Diagramme Température-Sursaturation de répartition des cristaux de glace

Les paramètres des distributions en taille des gouttes (DSD : Drop Size Distribution), des particules (PSD : Particle Size Distribution), les relations masses diamètres et vitesse-diamètre sont définis pour chaque type d'hydrométéores. Les relations masse-diamètre (A.1) et les relations vitesse-diamètre (A.2) sont définies en fonction de paramètres a,b,c et d :

$$m_G(D_G) = aD_G^b \quad (\text{A.1})$$

$$v(D) = cD^d \times \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{A.2})$$

On peut aussi définir la densité des particules glacées. La densité d'une particule

sphérique en fonction du diamètre équivalent fondu est donné par :

$$\rho_{ice}(D) = \frac{6a}{\pi} D^{b-3} < 0,91 \quad (A.3)$$

La limite de $0,91 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ correspond à la densité de la glace pure. On notera que pour les hydrométéores dont la paramètre $b = 3$, la densité est fonction du paramètre a uniquement et indépendant du diamètre. La figure A.3 illustre la différence entre la glace précipitante utilisée par Ferrier (1994) où $b = 3$ et la glace précipitante utilisée par Meso-NH (2008) où $b \neq 3$. Avec la glace de Ferrier (1994), la densité est constante, alors que pour la glace de Meso-NH (2008), la densité varie en fonction du diamètre, et donc du contenu en glace.

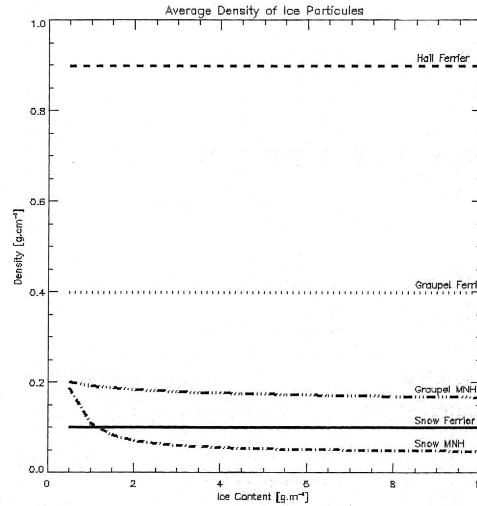


FIG. A.3 – Densité des hydrométéores glacés (g.cm^{-3}) en fonction du contenu en glace (g.m^{-3}) Burlaud (2003)

Ces différents types de glace précipitante sont définis dans le tableau A.1 pour la grêle et les graupels, et dans le tableau A.2 pour la neige.

Les caractéristiques de la glace précipitante de Drofa (2003) sont fonctions des conditions de températures. Les propriétés de la glace précipitante sont modulées en fonction de la température. Les caractéristiques de la glace de Locatelli et Hobbs Locatelli et Hobbs (1974) sont issues de mesures en laboratoires.

A.2. Caractéristiques des précipitations liquides

-		Paramètres microphysiques				Ref
Hydrométéores	Type	a	b	c	d	-
Glace Pure	-	478.040	3.0	-	-	-
Grêle	Ferrier [5]	471.2	3.	206.471	0.638	Hail0
Graupel	Ferrier [5]	209.4	3.	19.297	0.37	Fer1
	Lump graupel [1] [3]	19.6	2.8	124.	0.66	Lum2
	Lump graupel [1] [4]	42.	3.	19.37	0.37	Lum3
	Lump graupel [1]	17.625	2.70	19.32	0.37	Lum4
	Graupel conique[1]	4.606	2.6	106.95	0.65	Con5
	Graupel hexagonal[1]	22.052	2.9	56.41	0.57	Hex6

TAB. A.1 – Caractéristiques des hydrométéores en phase glace

Les indices du tableau renvoient aux différentes références : [1] Locatelli et Hobbs (1974), [2] Drofa (2003), [3] Meso-NH (2008), [4] Marécal (1992), [5] Ferrier (1994) et Ferrier *et al.* (1995).

A.2 Caractéristiques des précipitations liquides

Pour les précipitations liquides, il y a beaucoup moins de paramétrisations, les gouttes d'eau ayant une diversité de formes et de structure moins importante que les précipitations glacées.

La relation masse-diamètre est la même pour les deux représentations utilisées. Les gouttes sont considérées comme sphériques ($b = 3$) de densité 1.

-		Paramètres microphysiques			
Hydrométéores	Type	a	b	c	d
Pluie	Meso-NH [3]	524.	3.	842.	0.8
	Ferrier	524.	3.	311.11	0.6

TAB. A.3 – Caractéristiques de la pluie

-		Paramètres microphysiques				Ref
-	Type	a	b	c	d	-
Neige	Ferrier [5]	52.4	3.	8.938	0.42	Fer7
	Agrégats d' assemblages de plates , bul- lets and columns [1] [3]	0.02	1.9	5.1	0.27	Snow8
	assemblages de dendrites givrés [1] [4]	0.078	2.1	2.52	0.12	Den9
	Graupellike snow of lump type [1]	0.118	2.1	7.61	0.28	Lum10
	Graupellike snow of hexagonal type [1]	0.333	2.4	4.84	0.25	Hex11
	colonnes givrés [1]	0.262	2.3	52.65	0.56	Col12
	dendrites givrés [1]	0.119	2.3	6.06	0.33	Den13
	Agrégats de dendrites [1]	0.001	1.4	2.42	0.16	Agg14
	Agrégats de dendrites givrées [1]	0.019	1.9	5.1	0.27	Agg15
	Agrégats de columns [1]	0.001	1.4	1.88	0.12	Agg16
	Drofa $T > -10^{\circ} \text{ C}$ [2]	232.	3.06	144.	0.66	Dro17
	Drofa $-10^{\circ} < T < -20^{\circ} \text{ C}$ [2]	157.	3.31	156.	0.86	Dro18
	Drofa $-20^{\circ} < T < -30^{\circ} \text{ C}$ [2]	1.43	2.79	18.	0.62	Dro19
	Drofa $T < -40^{\circ} \text{ C}$ [2]	0.145	2.59	7.3	0.55	Dro20
	Agrégats Ia	0.14	2.7	1.5	0.37	AggIa
	dendrites II	0.039	2.1	1.1	0.12	DenII
	Agrégats Ib	0.015	2.3	0.62	0.33	AggIb
	Agrégats II	0.021	2.4	0.86	0.25	AggII

TAB. A.2 – Caractéristiques de la neige.

A.3 Relations masse-diamètre et vitesse-diamètre de référence.

Dans le chapitre 2 et pour les deux restitutions de référence, nous avons utilisé la combinaison de trois types de glace : **lum2**, **AggIa** et **AggIb**. La figure A.4 montre les relations masse-diamètre et vitesse-diamètre pour les trois types d'hydrométéores. On remarque que si les agrégats **AggIa** et **AggIb** ont des relations masse-diamètre quasi-identiques, ils se différencient par leur vitesse de chute.

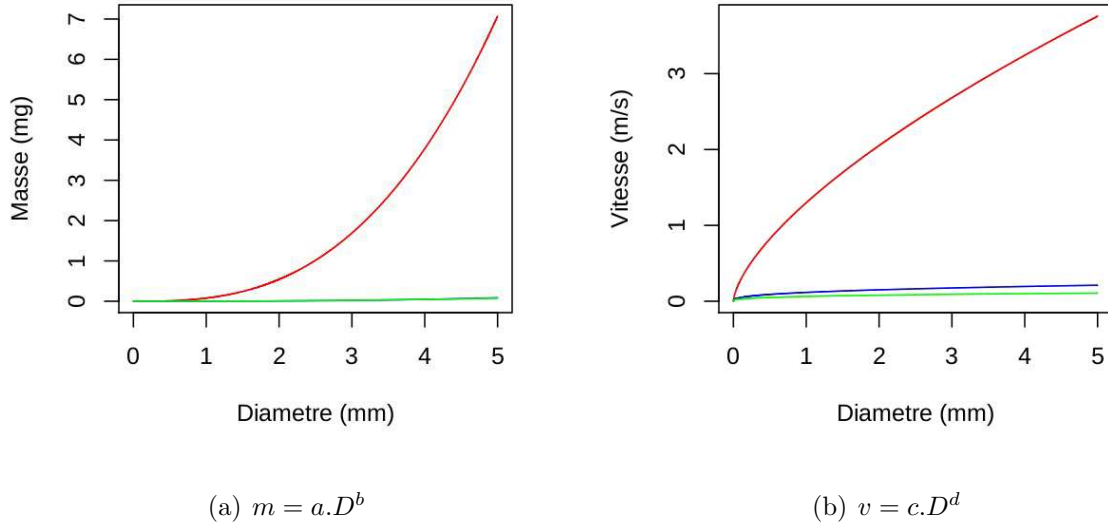
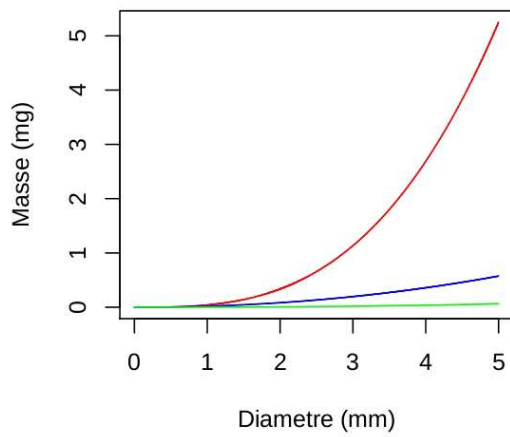
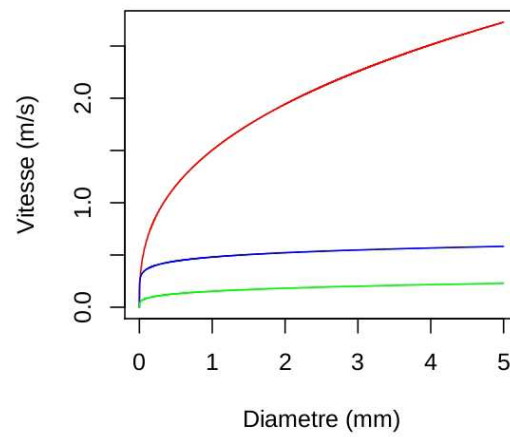


FIG. A.4 – Relations masse-diamètre (a) et vitesse-diamètre (b) pour les trois espèces de glace : lump graupels (lum2 - rouge), dendrites (AggIa - bleu) et agrégats (AggIb - vert)

Pour les chapitres 3 et 4, nous avons préféré utilisé deux types de neige qui se différenciaient plus. La combinaison de trois types de glace retenue est **lum3**, **DenII** et **AggII**, cette combinaison permet d'être plus en accord, en terme de réflectivité restituée, avec les observations du RONSARD.



(a) $m = a.D^b$



(b) $v = c.D^d$

FIG. A.5 – Relations masse-diamètre (a) et vitesse-diamètre (b) pour les trois espèces de glace : lump graupels (lum3 - rouge), dendrites (DenII - bleu) et agrégats (AggII - vert)

Annexe B

Description des Processus

Cette annexe présente les paramétrisations des différents processus présents dans la méthode de restitution microphysique.

Un certain nombre de processus dépendent de la distribution dimensionnelle, $N(D)$, de la masse, $m(D)$ ou de la vitesse de chute des hydrométéores, $Vt(D)$:

$$N(D) = N_0 \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{(x+\alpha\nu)} D^{(\alpha\nu-1)} \exp(-\lambda D^\alpha) \quad (\text{B.1})$$

$$m_X(D_X) = a_X D_X^{b_X} \quad (\text{B.2})$$

$$Vt_X(D) = c_X D_X^{d_X} \times \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{B.3})$$

L'intégration sur le diamètre se fait sur l'intervalle $[0; \infty[$, ce qui permet d'avoir une intégration simplifiée :

$$\int_0^{+\infty} \gamma D^\delta N(D) dD = \gamma N_0 \lambda^{x-\delta} \frac{\Gamma(\nu + \delta/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \quad (\text{B.4})$$

Le nuage liquide est formé par condensation (PVCON) de la vapeur d'eau quand l'air est saturé par rapport à l'eau liquide. Si l'air est désaturé, il y a évaporation des gouttelettes de nuages (PVCON).

$$PVCON(i, j) = \frac{R_1 \delta M}{\Delta t} \quad (\text{B.5})$$

Avec $\delta M = q_v - q_{sl}$

et $R_1 = \frac{1}{1 + \frac{L_v^2 q_{sl}}{R_v c_{pm} T^2}}$

Pour la phase glace, les cristaux sont formés par dépôt de vapeur autour de noyaux glaçogènes (PINT), quand l'air est saturé par rapport à la glace et que la température est négative. Le nombre de noyaux glaçogènes actifs dépend de la température et de la loi de Fletcher Fletcher (1962).

$$PINT = -\beta_w N_i \frac{m_{i0}}{\rho} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (B.6)$$

Une fois les cristaux de glace initiés, ils peuvent croître par dépôt de vapeur (PDEPI), si l'air est saturé, sinon il y a sublimation des cristaux de glace (PDEPI).

$$\begin{aligned} PDEPI &= \frac{C_a (SS_i - 1) N_i}{\epsilon_0 (A'' + B'')} \\ C_a &= 4 D_i \epsilon_0 \\ D_i &= 16,3 \left(\frac{\rho q_i}{N_i} \right)^{1/2} \end{aligned} \quad (B.7)$$

$$\begin{aligned} PDEPI &= 16,3 \frac{4 (SS_i - 1) \times (\rho q_i N_i)^{1/2}}{\rho (A'' + B'')} \\ A'' &= \frac{L_S}{K_a T} \left(\frac{L_S M_W}{R * T} - 1 \right) \\ B'' &= \frac{R * T}{\chi M_W e_{SI}} \end{aligned} \quad (B.8)$$

Lorsque le contenu en nuage devient important, il y a autoconversion du nuage en précipitation. Pour le nuage liquide, les gouttelettes nuageuses s'agrègent pour former de plus grosses gouttes qui vont précipiter en pluie (PRAUT).

$$PRAUT = k_R (q_c - q_{0R}) \quad (B.9)$$

Pour le nuage glace, les cristaux s'agrègent et sont convertis en glace précipitante (neige, graupels, grêle) (PGAUT).

$$PGAUT = kg(q_i - q_{0G}) \quad (B.10)$$

$$k_G = 10^{-3} \exp(0,025(T - T_0)) \text{ en } s^{-1}$$

$$q_{0G} = 10^{-3} \text{ en } kg/kg$$

Dans le calcul du coefficient de ventilation (F) intervient le nombre de Reynolds :

$$Re = \frac{\rho V t(D) D}{\mu} \quad (B.11)$$

Sur le même principe que pour le nuage, le dépôt de vapeur sur les noyaux glaçogènes peut former des précipitations glacées (PGDEP) si l'air est saturé par rapport à la glace et que la température est négative. Si l'air est désaturé, la glace précipitante se sublime en vapeur d'eau (PGDEP).

$$PGDEP = \int_0^{+\infty} \frac{Ca(SS_i - 1) F}{\epsilon_0(A'' + B'')} N_G(D_G) dD_G \quad (B.12)$$

$$Ca = 2\pi\epsilon_0 D_G$$

$$F = 0.78 + 0.31 S_c^{1/3} R_e^{1/2}$$

$$PGDEP = \frac{2\pi N_{0G}(SS_i - 1)}{\rho(A'' + B'')} \times \left[\frac{0,78}{\lambda_G^{-x_G+1}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} \right. \\ \left. + 0.31 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.2} \right] \quad (B.13)$$

→ Cristaux quasiment shériques

$$Ca = 4\epsilon_0 D_G$$

$$F = 0.65 + 0.44 S_c^{1/3} R_e^{1/2}$$

$$PGDEP = \frac{4N_{0G}(SS_i - 1)}{\rho(A'' + B'')} \times \left[\frac{0,65}{\lambda_G^{-x_G+1}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} \right. \\ \left. + 0.44 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.2} \right] \quad (B.14)$$

→ Cristaux non-sphériques

La paramétrisation B.13 est utilisée pour la grêle ou les graupels que l'on peut considérer comme sphériques. Pour les autres cristaux non sphériques, on utilise la paramétrisation B.14

La neige peut aussi se former par congélation des gouttes de pluie surfondues lorsqu'elles entrent en collision avec des cristaux de glace nuageux (PIACR).

$$PIACR = \frac{\pi}{4} E_{GR} \frac{q_{ci}}{M_i} \int_0^{+\infty} N_R(D_R) D_R^2 v_R(D_R) m_R(D_R) dD_R \quad (B.15)$$

$$PIACR = \frac{\pi}{4} E_{GR} N_{0R} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0,4} \left(\frac{q_i}{M_i} \right) \frac{\Gamma \left(\nu_R + \frac{2+b_R+d_R}{\alpha_R} \right)}{\lambda_R^{(-x_R+2+b_R+d_R)} \Gamma(\nu_R)} \quad (B.16)$$

Une fois formés, les cristaux de glace précipitante peuvent grossir, si la température est négative, par différents processus. Les cristaux de glace peuvent s'accréter avec les gouttelettes du nuage glace (PGACI), avec les gouttelettes du nuage liquide (PGACW) c'est le givrage, ou encore s'accréter avec les gouttes de pluie (PGACR).

$$PGACI = \frac{\pi}{4} E_{GI} q_{ci} \int_0^{+\infty} N_G(D_G) D_G^2 v_G(D_G) dD_G \quad (B.17)$$

$$PGACI = \frac{\pi}{4} N_{0G} E_{GI} q_{ci} c_G \frac{\Gamma \left(\nu_G + \frac{2+d_G}{\alpha_G} \right)}{\lambda_G^{(-x_G+2+d_G)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (B.18)$$

Où $E_{GI} = 0.25e^{0.05(T-T_t)}$ avec $T_t = 273.16K$ d'après Kajikawa et Heymsfield (1989).

$$PGACW = \frac{\pi}{4} E_{GC} q_{cl} \int_0^{+\infty} N_G(D_G) D_G^2 v_G(D_G) dD_G \quad (B.19)$$

$$PGACW = \frac{\pi}{4} N_{0G} E_{GC} q_c c_G \frac{\Gamma \left(\nu_G + \frac{2+d_G}{\alpha_G} \right)}{\lambda_G^{(-x_G+2+d_G)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (B.20)$$

$$\begin{aligned}
PGACR &= \frac{\pi}{4\rho} E_{GR} |V_G - V_R| \int_{D_R} \int_{D_G} N_R(D_R) N_G(D_G) (D_R + D_G)^2 m_R(D_R) dD_R dD_G \\
PGACR &= \frac{\pi \times a_R}{4\rho} E_{GR} N_{0R} N_{0G} |V_G - V_R| \times [E_1 + E_2 + E_3] \\
E_1 &= \frac{\Gamma(\nu_G + 2/\alpha_G) \Gamma(\nu_R + b_R/\alpha_R)}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{(-x_G+2)} \lambda_R^{(-x_R+b_R)}} \\
E_2 &= \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G) \Gamma(\nu_R + \frac{b_R+1}{\alpha_R})}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{(-x_G+1)} \lambda_R^{(-x_R+b_R+1)}} \\
E_3 &= \frac{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R + \frac{b_R+2}{\alpha_R})}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{-x_G} \lambda_R^{(-x_R+b_R+2)}}
\end{aligned} \tag{B.21}$$

Pour la pluie, on a $a_R = \frac{\pi \rho_W}{6}$ et $b_R = 3$, l'équation B.21 peut donc se réécrire sous la forme suivante :

$$\begin{aligned}
PGACR &= \frac{\pi^2 \rho_W}{24 \rho} E_{GR} N_{0R} N_{0G} |V_G - V_R| \times [E_1 + E_2 + E_3] \\
E_1 &= \frac{\Gamma(\nu_G + 2/\alpha_G) \Gamma(\nu_R + 3/\alpha_R)}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{(-x_G+2)} \lambda_R^{(-x_R+3)}} \\
E_2 &= \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G) \Gamma(\nu_R + 4/\alpha_R)}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{(-x_G+1)} \lambda_R^{(-x_R+4)}} \\
E_3 &= \frac{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R + 5/\alpha_R)}{\Gamma(\nu_G) \Gamma(\nu_R) \lambda_G^{-x_G} \lambda_R^{(-x_R+5)}}
\end{aligned} \tag{B.22}$$

En dessous de l'isotherme 0° C, les cristaux de glace (nuageux ou précipitant) fondent. Les cristaux nuageux fondent en gouttelettes nuageuses (PSMLTI) et les cristaux précipitent en pluie (PGMLT).

$$PSMLTI = \frac{q_i}{\Delta t} \tag{B.23}$$

$$PGMLT = \int_{D_G} -\frac{2\pi}{L_f} K_a D_G (T - T_0) F N_G(D_G) dD_G \quad (B.24)$$

$$F = 0.78 + 0.31 S_c^{1/3} R_e^{1/2}$$

$$PGMLT = \frac{-2\pi}{\rho L_f} K_a N_{0G} (T - T_0) \times \left[\frac{0,78}{\lambda_G^{(-x_G+1)}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} \right. \\ \left. + 0.31 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.2} \right] \quad (B.25)$$

→ Cristaux sphériques

$$PGMLT = \int_{D_G} -\frac{2\pi}{L_f} K_a D_G (T - T_0) F N_G(D_G) dD_G \quad (B.26)$$

$$F = 0.65 + 0.44 S_c^{1/3} R_e^{1/2}$$

$$PGMLT = \frac{-2\pi}{\rho L_f} K_a N_{0G} (T - T_0) \times \left[\frac{0,65}{\lambda_G^{(-x_G+1)}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} \right. \\ \left. + 0.44 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.2} \right] \quad (B.27)$$

→ Cristaux non-sphériques

Comme pour le dépôt de vapeur (PGDEP), il y a une paramétrisation différente pour la grêle ou les graupels B.24 et pour les autres cristaux B.26.

Ces deux processus sont amplifiées par la fonte par accrétion, les cristaux nuageux peuvent s'accréter avec les gouttelettes nuageuses et fondre (PGACWM), et les cristaux précipitants s'accréter avec la pluie et fondre (PGACRM).

$$PGACWM = \frac{-c_W}{\rho L_f} (T - T_0) (PGACW) \quad (B.28)$$

$$PGACRM = \frac{-c_W}{\rho L_f} (T - T_0) (PGACR) \quad (B.29)$$

Les gouttes de pluies étant formées par autoconversion du nuage liquide (PRAUT), ou par la fonte de la neige (PGMLT), elle grossissent ensuite par accrétion avec les gouttelettes nuageuses (PRACW).

$$PRACW = \frac{\pi}{4} E_{RC} q_{cl} \int_0^{+\infty} N_R(D_R) D_R^2 v_R(D_R) dD_R \quad (B.30)$$

$$PRACW = \frac{\Pi}{4} N_{0R} E_{RC} q_{cl} c_R \frac{\Gamma\left(\nu_R + \frac{2+d_R}{\alpha_R}\right)}{\lambda_R^{(-x_R+2+d_R)} \Gamma(\nu_R)} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0,4} \quad (B.31)$$

Enfin si l'air est désaturé par rapport à l'eau, la pluie s'évapore (PREVP), ainsi que la neige fondante (PMLTGE).

$$PREVP = \frac{1}{\rho} \int_{D_G} \frac{2\pi D_R (SS_w - 1) F}{A' + B'} N_R(D_R) dD_R \quad (B.32)$$

$$A' = \frac{L_v}{K_a T} \left(\frac{L_v M_w}{R^* T} - 1 \right)$$

$$B' = \frac{R^* T}{\chi M_w e_{sw}}$$

$$PREVP = \frac{2\pi N_{0R} (SS_w - 1)}{\rho (A' + B')} \times \left[\frac{0,78}{\lambda_R^{(-x_R+1)}} \frac{\Gamma(\nu_R + 1/\alpha_R)}{\Gamma(\nu_R)} + 0.31 S_c^{1/3} \left(\frac{c_R \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_R + \frac{3/2+d_R/2}{\alpha_R}\right)}{\lambda_R^{(-x_R+3/2+d_R/2)} \Gamma(\nu_R)} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.2} \right] \quad (B.33)$$

$$PGMLTE = \int_0^{+\infty} \frac{Ca(SS_w - 1)}{\epsilon_0(A' + B')} N_G(D_G) dD_G \quad (B.34)$$

$$Ca = 2\pi\epsilon_0 D_G$$

$$F = 0.78 + 0.31 S_c^{1/3} R_e^{1/2}$$

$$PGMLTE = \frac{2\pi N_{0G} (SS_w - 1)}{\rho (A' + B')} \times \left[\frac{0,78}{\lambda_G^{(-x_G+1)}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} + 0.31 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.2} \right] \quad (B.35)$$

→ Cristaux quasiment sphériques

$$\begin{aligned}
 Ca &= 4\epsilon_0 D_G \\
 F &= 0.65 + 0.44 S_c^{1/3} R_e^{1/2} \\
 PGMLTE &= \frac{4N_{0G} (SS_W - 1)}{\rho (A' + B')} \times \left[\frac{0,65}{\lambda_G^{(-x_G+1)}} \frac{\Gamma(\nu_G + 1/\alpha_G)}{\Gamma(\nu_G)} \right. \\
 &\quad \left. + 0.44 S_c^{1/3} \left(\frac{c_G \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\nu_G + \frac{3/2+d_G/2}{\alpha_G}\right)}{\lambda_G^{(-x_G+3/2+d_G/2)} \Gamma(\nu_G)} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.2} \right] \quad (B.36) \\
 &\rightarrow \text{Cristaux non-sphériques}
 \end{aligned}$$

Comme pour le dépôt de vapeur (PGDEP) et la fonte (PGMLT), il y a une paramétrisation différente pour la grêle ou les graupels B.35 et pour les autres cristaux B.36.

Annexe C

Restitutions microphysiques

Cette annexe présente la liste des champs de vent utilisé et la liste des restitutions microphysiques effectuées pour cette étude. Ces restitutions sont séparées en deux parties, les restitutions réalisées à partir des champs de vent synthétiques, et les restitutions réalisées à partir des champs de vent obtenus à partir des observations du RONSARD.

C.1 Liste des champs de vents

Référence	U_{moy}	U_{max}	Z_{moy}	Z_{max}	Commentaires
20	5.58	12.39	0.21	8.06	Champ de vent de référence
21	3.36	13.16	0,78	2.06	Champ "RONSARD"
22	3.21	10.39	0.37	3.06	Champ de vent Type
27	3.97	13.27	0.34	6.68	Champ de vent multicellulaire
20.2 - 20.12	5.76 - 4.95	12.58 - 11.23	0.25 - 0,04	9.06 - 1.06	Champ de vent avec U fixe et Z variable
20.A - 20.J	5.66 - 0.96	11.43 - 5.17	0.21 - 0.21	8.06 - 8.06	Champ de vent avec Z fixe et U variable
20.7x et 20.8x	5.53 - 1.51	8.73 - 4.2	0.11 - 0.08	4.05 - 3.06	Champ de vent avec U variable et Z variable

TAB. C.1 – Champs de vent synthétiques générés

C.2 Liste des restitutions microphysiques réalisées

Le tableau C.3 donne les principales caractéristiques des restitutions utilisées dans cette étude.

Référence	Heure moyenne	Commentaire
A	6h01	Coupe confondue avec F
B	6h01	
C	6h01	
D	6h01	Coupe excentrée
E	6h31	Cellule de convection peu intense
F	6h31	Ce coupe confondue avec A
G	6h31	Cellule de convection intense
H	6h31	Coupe perpendiculaire aux autres
I	7h01	Coupe avec une partie convective et une partie stratiforme
J	7h01	Coupe avec une partie convective et une partie stratiforme

TAB. C.2 – Champs de vent restitués à partir des observations du RONSARD

Référence	Vent	Thermo	Glace précipitante	Température	Commentaire
20_{Ref}	20	Parakou - 27/07/06 à 16h	MNH - Lum - Hex	Fixée	Référence sensibilité Vent
Vent	Variable	Parakou - 27/07/06 à 16h	MNH - Lum - Hex	Fixée	
Thermo	20	Variable	MNH - Lum - Hex	Fixée	
20_{Tests}	20	Parakou - 28/07/06 à 10h	MNH - Lum - Hex	Fixée	Référence Tests
20_{RefTf}	20	Parakou - 28/07/06 à 10h	VM - Den - Hex	Fixée	Référence T fixée
20_{RefTr}	20		VM - Den - Hex	Résolue	Référence T résolue
27	27	Parakou 28/07/06 à 10h	VM - Den - Hex	Résolue	Cas multicellulaire
A	A		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD
F	F		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD
C	C		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD
G	G		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD
I	I		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD
J	J		VM - Den - Hex	Résolue	Cas RONSARD

TAB. C.3 – Restitutions microphysiques

Annexe D

Paramétrisations du Modèle

D.1 La résolution numérique

La résolution numérique des équations de continuités (1.2 à 1.7) se fait à l'aide de la méthode SOR : surrelaxation successive, proposée par Fox (1948) et améliorée par Young (1954), décrite en détail dans Hauser (1989).

Les équations de continuité peuvent s'exprimer en fonction de différences finies centrées de la forme :

$$-a^1 Q_{i,j} + a^2 Q_{i-1,j} + a^3 Q_{i,j-1} + a^4 Q_{i+1,j} + a^5 Q_{i,j+1} = S_{i,j} \quad (\text{D.1})$$

où Q désigne le rapport de mélange de la variable résolue, i et j sont les indices des points de grille du maillage rectangulaire, a^1, a^2, a^3, a^4, a^5 sont des coefficients connus en chaque point de grille, et s'exprimant comme des fonctions des dimensions de la maille, des composantes du vent, et du coefficient de diffusion K .

La méthode étant itérative, la variable Q est exprimée, à chaque itération k , et en chaque point (i,j) de la grille, en fonction de sa valeur à l'itération précédente $k-1$:

$$Q_{i,j}^k = Q_{i,j}^{k-1} + \omega R_{i,j}^k \quad (\text{D.2})$$

où $R_{i,j}^k$ est le résidu de l'équation au point (i,j) , et à l'itération k :

$$R_{i,j}^k = \frac{a^2 Q_{i-1,j}^k + a^3 Q_{i,j-1}^k + a^4 Q_{i+1,j}^{k-1} + a^5 Q_{i,j+1}^{k-1} - a^1 Q_{i,j}^{k-1} - S_{i,j}}{a^1} \quad (D.3)$$

Où ω est le coefficient de relaxation qui permet d'accélérer la convergence de la méthode. Le coefficient ω est ajusté lors du processus itératif du modèle. On accélère la convergence de la méthode au début du processus itératif pour la ralentir par la suite, ceci afin d'éviter de faire diverger la méthode. Le processus itératif doit mener à la convergence du modèle, c'est à dire à ce que le résidu $R_{i,j}^k$ tende vers zéro. On parle de divergence du modèle quand R augmente et que les valeurs des paramètres restitués ne sont plus physiques.

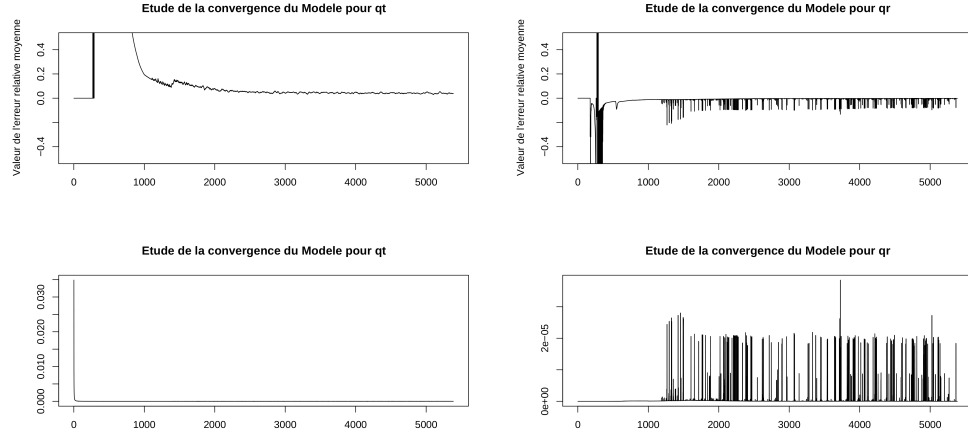
Un des paramètres choisis pour arrêter le processus itératif est la valeur de l'erreur relative moyenne E_m . Si $E_m < 1\%$, le processus itératif s'arrête, E_m étant défini par :

$$E_m = \frac{\sqrt{\sum_{i,j} [-a^1 Q_{i,j} + a^2 Q_{i-1,j} + a^3 Q_{i,j-1} + a^4 Q_{i+1,j} + a^5 Q_{i,j+1} - S_{i,j}]^2}}{\sum_{i,j} S_{i,j}} \quad (D.4)$$

La figure D.1 présente pour le rapport de mélange en eau totale q_t et pour le rapport de mélange de la pluie q_r , l'évolution lors du processus itératif de la valeur de l'erreur relative moyenne E_m , et du résidu R .

Pour la résolution de q_t (cf figure D.1(a), la convergence est rapide (moins de 2000 itérations), comme pour la résolution de q_r (cf figure D.1(b). Cependant pour q_r , une fois la convergence atteinte, on peut voir que E_m et R oscillent entre plusieurs valeurs.

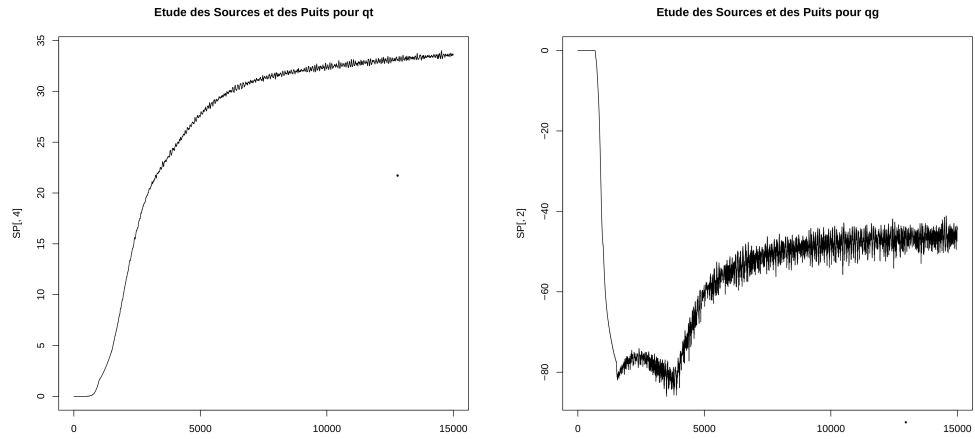
La figure D.1(b) illustre que le critère de convergence ne fonctionne pas dans tous les cas, notamment lorsque le modèle oscille entre deux solutions. Pour pallier cela, un deuxième critère d'arrêt du processus itératif est utilisé en complément de E_m , c'est un des ajouts au modèle pour aider à la détermination d'une solution optimale. Un des termes importants des équations d'évolution de la masse d'eau (cf équations 1.2 à 1.7) est le terme source-puits. On peut considérer que le modèle a trouvé une solution d'équilibre entre la dynamique et la microphysique lorsque le terme source-puits des différentes variables résolues est constant. La figure D.2 représente le terme source-puits pour q_t et q_g . On



(a) Convergence du rapport de mélange q_t . (b) Convergence du rapport de mélange q_r .

FIG. D.1 – Valeur de l'erreur relative moyenne E_m et résidu R pour l'eau totale a) et la pluie b)

peut observer une stabilisation de l'évolution du terme source-puits entre 10000 et 15000 itérations.

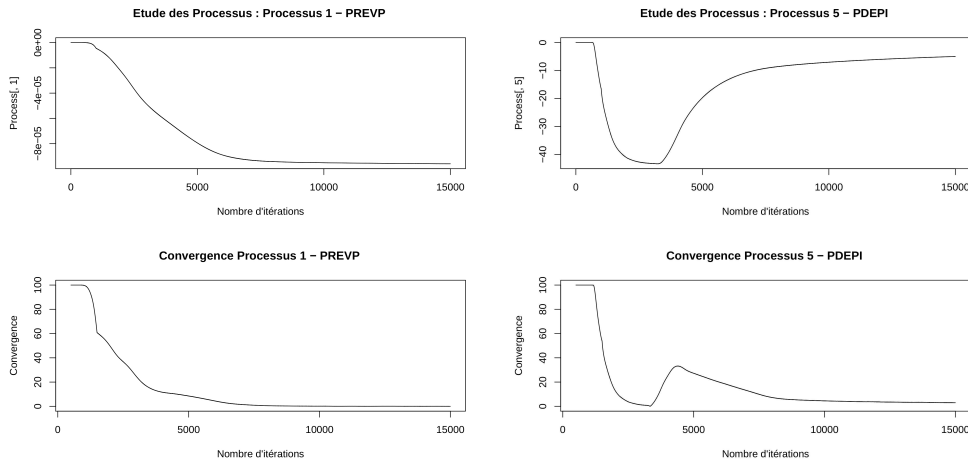


(a) Convergence du terme de sédimentation de q_t

(b) Convergence du terme Source-Puits pour q_g

FIG. D.2 – a) Terme de sédimentation de q_t b) Terme source-puit de q_g

Le deuxième critère d'arrêt est déterminé en fonction de la variation des processus microphysiques. Le processus itératif s'arrête lorsqu'au moins quinze des dix-sept processus ont une variation de moins de 10% sur 500 itérations. Cette condition d'arrêt se justifie par le fait que ce sont les processus qui représentent les termes de source et de puits des équations de continuités. Si l'arrêt du processus itératif n'a pas fonctionné, c'est que le modèle oscille et donc qu'au moins un des dix-sept processus oscille aussi. Cependant les différentes variables du modèle étant fortement dépendantes entre elles, il y a généralement plus d'un processus qui oscille entre deux solutions. D'où la condition non-strictes de quinze processus sur dix-sept.



(a) Convergence du Processus PREVP (b) Convergence du Processus PDEPI

FIG. D.3 – Critère de convergence des Processus.

La figure D.3 présente les courbes d'évolution des processus d'évaporation (PREVP) et de déposition de vapeur (PEPI) et les courbes d'évolution du critère de convergence. Pour les deux processus, la convergence est atteinte vers 10000 itérations. Dans tous les cas, on fixe un nombre d'itérations maximum au bout duquel on peut considérer que si le modèle n'a pas convergé, il est néanmoins proche d'un état d'équilibre.

D.2 Paramètre d'arrêt

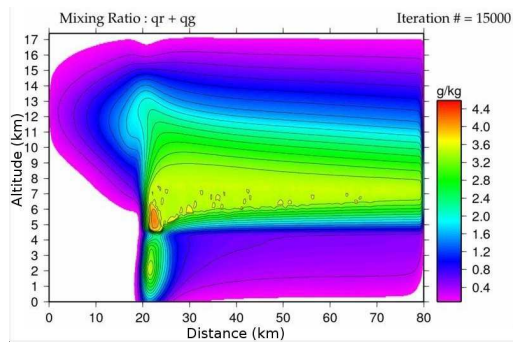
Le modèle étant sensible au nombre d'itérations par l'influence de la diffusion (cf section 2.4.1), il est donc logiquement sensible à la conditions d'arrêt du processus itératif. Comme nous l'avons vu précédemment (cf section D.1), il y a deux critères d'arrêt pour le processus itératif lorsque le modèle a atteint un état d'équilibre. Ou à défaut, le processus itératif est arrêté au bout de 15000 itérations.

Le critère d'arrêt est d'autant plus important lorsque l'on va chercher à comparer deux restitutions. En effet nous avons fait le choix de comparer les restitutions à l'itération d'équilibre de chacune des restitutions. Le critère d'arrêt va donc déterminer l'itération à laquelle on compare les deux restitutions. Les images de deux restitutions comparées ne correspondent donc pas forcément à la même itération. Ce choix se justifie par le fait que le modèle microphysique restitue la microphysique en équilibre avec le champ de vent. Par conséquent il est important de comparer les restitutions lorsque cet équilibre est atteint.

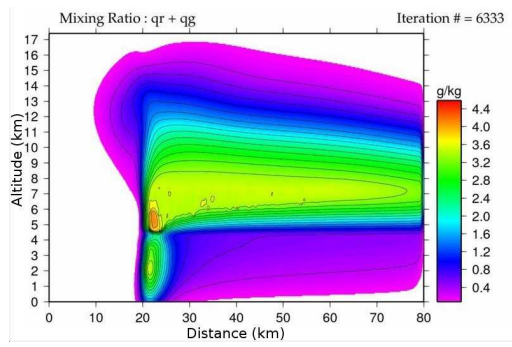
Cependant il faut faire attention lorsque l'on compare des images réalisées à des itérations différentes, la diffusion aura été plus importante pour la restitution avec le plus grand nombre d'itérations.

Un des deux critères d'arrêt est la convergence d'au moins 15 des processus représentés dans le modèle. Ce critère peut être modifié. Si l'on décide que le critère d'arrêt est déterminé par la convergence de 14 des processus, le processus itératif peut s'arrêter plus tôt. La figure D.4 illustre la différence lorsque ce critère d'arrêt passe de 15 à 14 processus convergents. La restitution stoppée à 15000 itérations est plus impacté par la diffusion que la restitution stoppée à 6333 itérations.

Ces illustrations de l'influence du critère d'arrêt nous indiquent qu'il faut faire attention lorsque l'on compare deux restitutions qui n'ont pas le même nombre d'itérations, le nombre d'itérations pouvant impacter sensiblement les restitutions de part l'action de la diffusion. Il est donc important d'avoir un critère d'arrêt pertinent. C'est l'importance du critère d'arrêt qui nous a poussé à utiliser deux critères différents pour stopper le processus itératif. Pour le nombre de processus convergent, les différents tests nous ont permis de déterminer que 15 processus convergents était un bon critère d'arrêt du modèle.



(a) Itérations : 15000



(b) Itérations : 6333

FIG. D.4 – Sensibilité au critère d'arrêt. Le processus itératifs est arrêté lorsque a) 15 processus convergents b) 14 processus convergents.

